

INAUGURAL - DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlichen - Mathematischen
Gesamtfakultät
der Ruprecht - Karls - Universität
Heidelberg

vorgelegt von
Dipl.-Phy. Nicolas Latuske
aus Hamburg

Tag der mündl. Prüfung: 07.06.2006

**Solare Variabilität und Klimaänderungen
auf einer Zeitskala von einigen Dekaden bis
Jahrhunderten im Holozän**

Gutachter: Prof. Dr. Augusto Mangini
Prof. Dr. Kurt Roth

Abstract

This work there investigates the relation between solar activity and climate variation on decadal to multi-centennial scales in the holocene. The isotope ^{14}C is produced under the influence of the solar wind and was therefore used as proxy for the solar variability. The production of ^{14}C was calculated from the atmospheric ^{14}C activity ($\Delta^{14}\text{C}$) using an Oeschger-Siegenthaler-type box-diffusion model of the carbon cycle [Oeschger et al. 1975]. $\Delta^{14}\text{C}$ is based on absolutly dated tree-rings and can therefore used as proxy for climate changes.

In order to investigate the causes of atmospheric ^{14}C changes we have made model experiments, varying diffusive deep-ocean ventilation, air-sea gas exchange rate and ^{14}C production.

For three intervals of low solar activity ($\Delta^{14}\text{C}$ maxima), centered at 2800 BC, 800 BC and 6200 BC (8K-Event), respectively, the tree-ring parameters (derived from the ring widths) were correlated with the ^{14}C production. The investigations were done on riverine oaks of Rhine, Danube and Main.

Furthermore the atmospheric ^{14}C was spectrally analyzed with various methods (Singular Spectrum Analysis, Maximum Entropy Method, Multi Taper Method, Digital Filters (IIR) and Wavelets) to obtain solar variability periods.

The tree-ring parameters indicate that in these intervals the precipitation increased and the temperature decreased during solar minima, pointing to a role of solar forcing of climate variability. The Model experiments could only explain instances of an observed decreases of $\Delta^{14}\text{C}$ by about 10 ‰ over 10-15 years with an unrealistically high increase of the ocean circulation by a factor of 2, the gas exchange rate by a factor of 1.5 or a more realistically decrease of 25 ‰ for the ^{14}C production.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit sollen die Einflüsse der Schwankungen der solarer Aktivität auf die Klimaänderungen der Erde im Holozän auf einer Zeitskala von mehreren Dekaden bis Jahrhunderten untersucht werden. Als Proxy für die variable Sonnenaktivität wurde das in der Atmosphäre unter Einfluss des Sonnenwindes entstehende Isotop ^{14}C verwendet. Die ^{14}C -Produktion wurde aus der an absolut datierten Baumringchronologien gemessenen atmosphärischen ^{14}C -Konzentration ($\Delta^{14}\text{C}$) mit Hilfe eines auf H. Oeschger und U. Siegenthaler basierenden Boxmodells für den Kohlenstoffkreislauf berechnet [Oeschger et al. 1975]. Desweiteren wird $\Delta^{14}\text{C}$ als Proxy für Klimaänderungen verwendet.

Zur Untersuchung der Ursachen der atmosphärischen ^{14}C -Schwankungen wurden mit einem Oeschger-Siegenthaler-Modell Experimente durchgeführt. In diesen Experimenten wurden jeweils separat die diffusive Ozeanzirkulation, der Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean sowie die ^{14}C -Produktion variiert.

Als Untersuchungszeitraum wurden Minima geringer solarer Aktivität ($\Delta^{14}\text{C}$ Maxima) um 2800 BC, 800 BC und 6200 BC ("8K-Event") mit Jahrringparametern, berechnet aus Ringweiten, korreliert. Die Untersuchungen fanden an Eichen aus den Flusstäler von Rhein, Main und Donau statt.

Desweiteren wurde an $\Delta^{14}\text{C}$ mit Hilfe mehrerer Methoden (Singuläre Spektrum Analyse, Multi-Taper Methode, Maximum Entropie Methode, digitale Bandpassfilterung (IIR) und Wavelets) Spektralanalysen durchgeführt, deren Schwerpunkt auf Frequenzen lag, welche der variablen Sonne zugeordnet werden.

Es zeigte sich unter anderem, dass die Jahringparameter im Maintal schwach mit der ^{14}C -Produktion korrelieren, es im solaren Minimum mit abnehmender Temperatur feuchter wurde. Desweiteren stellte sich heraus, dass bei unrealistischer Erhöhung der Ozeanzirkulation um den Faktor 2, des Gasaustauschs um den Faktor 1,5 oder realistischer Reduzierung der ^{14}C -Produktion um 25 ‰, der Abfall des ^{14}C -Pegels in der Atmosphäre um 10 ‰ über einen Zeitraum von 10-15 Jahren, erklärt werden konnten.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	2
2	Sonne, Klima und ^{14}C	4
2.1	Die Sonne: Ein variabler Stern	4
2.2	Einfluss der solaren Aktivität auf das Erdklima	5
2.3	Entstehung von ^{14}C	6
2.4	Radiokarbon Methode	6
2.5	Definition von $\Delta^{14}C$	6
3	Kohlenstoffkreislaufmodell	8
3.1	Einleitung	8
3.2	Das Box-Diffusions Modell (<i>BDM</i>)	8
3.3	Experimente	13
4	Methoden der Zeitreihenanalyse	23
4.1	Singuläre Spektral Analyse (<i>SSA</i>)	23
4.2	Maximum Entropie Methode (<i>MEM</i>)	25
4.3	Multitaper Methode (<i>MTM</i>)	26
4.4	Wavelet-Analyse	27
4.5	Digitale Filter	28
4.6	Vergleich der vorgestellten Methoden anhand einer Testreihe	30
5	Dendrochronologische Untersuchungen	34
5.1	Einleitung	34
5.2	Material- und Standortbeschreibung	34
5.2.1	Main	35
5.2.2	Rhein	35
5.2.3	Donau	35

5.3	Messverfahren	35
5.4	Mittlere Ringbreite und Mittelkurvenbildung	36
5.5	Alterstrend	37
5.6	Chronologiebildung	37
5.7	Frühholz (FH) und Spätholz (SH)	38
5.8	Jahrringparameter	41
5.8.1	Mean Sensitivity (<i>MS</i>)	41
5.8.2	Mittlere Gleichläufigkeit (<i>Glk</i>)	41
5.8.3	Korrelation	42
5.8.4	Autokorrelation (<i>AC</i>)	42
5.8.5	Schwankungsquotient <i>Q</i>	43
5.8.6	Mittlere Belegungsdichte	43
6	Diskussion der Ergebnisse	44
6.1	Ergebnisse der Spektralanalyse	44
6.1.1	Ergebnisse der <i>MEM</i> und der <i>MTM</i>	44
6.1.2	Ergebnisse der digitalen Bandpassfilter	47
6.1.3	Ergebnisse der Wavelet-Analyse	48
6.2	Ergebnisse der Jahrringparameter	52
6.2.1	Zeitraum um 2800 B.C. (4750 B.P.)	52
6.2.2	Zeitraum 800 B.C. (2750 B.P.)	59
6.2.3	Zeitraum 6200 B.C. (8150 B.P.)	64
6.2.4	Zusammenfassung der dendrochronologischen Ergebnisse der drei untersuchten Zeiträume	67
6.3	Ergebnisse der stabilen Isotope $\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$	68
7	Zusammenfassung und Ausblick	72
	Literaturverzeichnis	74
A	Programmierung des <i>BDM</i> (Kapitel 3.2) in SimuLink	80
B	MatLab-Skripte zur Berechnung der Jahrringparameter	83
B.0.1	Autokorrelation	84
B.0.2	Gleichläufigkeit	84
B.0.3	Mean-Sensitivity	85

Abbildungsverzeichnis

2.1	Jährlicher Sonnenzyklus (1600-2000 AD)	5
2.2	$\Delta^{14}C$ -Kurve (INTCAL04)	7
3.1	Box-Diffusions-Modell nach Oeschger und Siegenthaler	9
3.2	Änderung des ^{14}C -Pegels der Atmosphäre bei Reduzierung von K_{Diff} um 33 % über 50 Modelljahre	14
3.3	Änderung des ^{14}C -Pegels in der Deckschicht bei Reduzierung von K_{Diff} um 33 % über 50 Modelljahre	14
3.4	Änderung des ^{14}C -Pegels der Atmosphäre bei Reduzierung der Gasaus- tauschkonstanten um 20 % über 50 Modelljahre	15
3.5	Änderung des ^{14}C -Pegels der Deckschicht bei Reduzierung der Gasaus- tauschkonstanten um 20 % über 50 Modelljahre	15
3.6	Änderung des ^{14}C -Pegels der Atmosphäre bei Erhöhung der ^{14}C -Produktion um 20 % über 50 Modelljahre	16
3.7	Änderung des ^{14}C -Pegels der Deckschicht bei Erhöhung der ^{14}C -Produktion um 20 % über 50 Modelljahre	16
3.8	Kurze Schwankung im atmosphärischen ^{14}C um 1140 B.C.	17
3.9	Änderung des ^{14}C -Pegels in der Atmosphäre bei Erhöhung der Diffusi- onskonstante auf einer Zeitskala von einer Dekade	18
3.10	Änderung des ^{14}C -Pegels der Deckschicht bei Erhöhung der Diffusions- konstante auf einer Zeitskala von einer Dekade	18
3.11	Änderung des ^{14}C -Pegels in der Atmosphäre bei Erhöhung des Gasaus- tausches auf einer Zeitskala von einer Dekade	19
3.12	Änderung des ^{14}C -Pegels in der Deckschicht bei Erhöhung des Gasaus- tausches auf einer Zeitskala von einer Dekade	19
3.13	Änderung des ^{14}C -Pegel in der Atmosphäre bei Reduzierung der ^{14}C - Produktion im Zeitraum einer Dekade	20
3.14	Änderung des ^{14}C -Pegel in der Deckschicht bei Reduzierung der ^{14}C - Produktion im Zeitraum einer Dekade	20

4.1	DPSS-Taper	27
4.2	Morlet-Wavelet	29
4.3	Testreihe mit und ohne Störsignal	30
4.4	Eigenwerte der Testreihe	31
4.5	Rekonstruierte Testreihe	31
4.6	Vergleich von <i>MEM</i> - und <i>MTM</i> -Spektrum an rekonstruierter Testreihe	31
4.7	Morlet-Wavelet-Spektrum der <i>TR</i>	32
4.8	TR-Spektrum der Bandpassfilterung	33
5.1	Übersichtsplan der Baumfundorte aus dem Rhein-, Main- und Donautal	36
5.2	Alterstrend unterteilt in verschiedene Wachstumsphasen	37
5.3	Alterstrend einer Einzelsequenz	38
5.4	Verschiedene Verläufe von Frühholz und Spätholz bei Eichen	39
5.5	Vergleich von Gesamtholz- und Spätholzkurve im Maintal um 800 B.C.	40
5.6	Frühholz-Spätholz Verhältnis für den Zeitraum der 8K-Events	40
6.1	<i>MEM</i> -Spektrum des gefilterten $\Delta^{14}C$ Datensatzes	45
6.2	<i>MTM</i> -Spektrum des gefilterten $\Delta^{14}C$ Datensatzes	45
6.3	Vergleich von <i>MEM</i> und <i>MTM</i> Spektrum	46
6.4	Bandpass gefilterter $\Delta^{14}C$ -Datensatz	48
6.5	Morlet-Wavelet-Spektrum von $\Delta^{14}C$	50
6.6	Paul-Wavelet-Spektrum von $\Delta^{14}C$	51
6.7	Frühholz-Spätholz Verhältnis des Maintals im Zeitraum um 2800 B.C. .	55
6.8	Jahrringarameter des Maintals und ^{14}C -Produktion im Zeitraum um 2800 B.C.	56
6.9	Jahrringarameter des Rheintals und ^{14}C -Produktion im Zeitraum von 2800 B.C.	57
6.10	Jahrringarameter des Donautals und ^{14}C -Produktion im Zeitraum von 2800 B.C.	58
6.11	Frühholz-Spätholz Verhältnis des Maintals im Zeitraum um 800 B.C. .	61
6.12	Jahrringarameter des Maintals und ^{14}C -Produktion im Zeitraum um 800 B.C.	62
6.13	Jahrringarameter des Donautals und ^{14}C -Produktion im Zeitraum um 800 B.C.	63
6.14	Frühholz-Spätholz Verhältnis des Maintals im Zeitraum um 6200 B.C. .	65

6.15	Jahrringarameter des Maintals und ^{14}C -Produktion im Zeitraum um 6200 B.C.	66
6.16	$\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ an Zellulose gemessen und ^{14}C -Produktion im Zeitraum um 2800 B.C.	70
6.17	Isotope $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ an Holz gemessen und ^{14}C -Produktion im Zeitraum um 2800 B.C.	70
A.1	Umsetzung der Atmosphärengleichung des BDM in SimuLink.	81
A.2	Realisierung des BDM in SimuLink	82

Tabellenverzeichnis

3.1	Konstanten des Box-Diffusions-Modells	11
3.2	Dekadische Änderung der Diffusionskonstante K_{Diff}	18
3.3	Dekadische Änderung des Gasaustausches k	19
3.4	Dekadische Änderung der ^{14}C -Produktion	20
5.1	Korrelationskoeffizienten zwischen Gesamtholz und Spätholz im Maintal	39
6.1	Parameter der verwendeten Bandpassfilter	47
6.2	Perioden und Zeiträume der Bandpassfilterung von $\Delta^{14}C$	49
6.3	Perioden und Zeiträume der Wavelet-Analyse anhand des Morlet-Wavelet	50
6.4	Perioden und Zeiträume der Wavelet-Analyse anhand des Paul-Wavelet	51
6.5	Fensterlängen der Jahrringparameter	52
6.6	Korrelationen zwischen Jahrringparametern und ^{14}C -Produktion der Flusstäler Main, Rhein und Donau um 2800 B.C.	53
6.7	Korrelationen zwischen Jahrringparametern und ^{14}C -Produktion der Flusstäler Main und Donau um 800 B.C.	59
6.8	Korrelationen zwischen Jahrringparametern und ^{14}C -Produktion um 6200 B.C. im Maintal	64
6.9	Korrelationen zwischen stabilen Isotopen ($\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ aus Holz und Zellulose) und ^{14}C -Produktion um 2800 B.C.	69

Kapitel 1

Einleitung

Die Sonne ist die treibende Kraft des Klimasystems. Es ist jedoch wenig darüber bekannt, wie die Sonne auf das Klimasystem wirkt. Da seit der Beobachtung der Sonnenflecken bekannt ist, dass die Aktivität der Sonne variiert, stellt sich die Frage, wie das Klimasystem auf die Variabilität der solaren Aktivität reagiert. Um den Einfluss der solaren Aktivität auf das Klimasystem zu untersuchen, werden Archive benötigt, aus denen sich sowohl das Klima als auch die solare Aktivität rekonstruieren lassen.

Für Klimarekonstruktionen sind Baumring-Chronologien besonders gut geeignet, da sich aus ihnen eine Vielzahl an Informationen wie z.B. Temperatur und Niederschlag, ableiten lassen. Die Baumringchronologien haben den Vorteil, dass sie auf das Jahr genau datiert werden können und werden in der vorliegenden Arbeit für die Untersuchung der Klimavariabilität im Holozän, das ist die seit 12.000 Jahren andauernde Wärmeperiode, verwendet. Das Holozän zeichnet sich dadurch aus, dass es, verglichen mit dem Glazial, ein relativ stabiles Klima aufweist.

Jedoch zeigt die aus absolut datierten Jahrringen gemessene ^{14}C -Konzentration der Atmosphäre ($\Delta^{14}\text{C}$), dass das Holozän ^{14}C -Schwankungen auf einer Zeitskala von einigen Dekaden bis Jahrhunderten aufweist. Ob die dekadischen ^{14}C -Schwankungen im Zusammenhang mit Klimaänderungen stehen, ist Gegenstand dieser Arbeit.

Um die Ursache der $\Delta^{14}\text{C}$ Schwankungen zu untersuchen, wurden diese Anfang der 80er Jahre erstmals mit den Sonnenflecken, die als Proxy für die solare Variabilität gelten, im Zeitraum von 1600 bis 1970, verglichen [Stuiver, Quay 1980]. In der gleichen Arbeit wurde zudem die ^{14}C -Produktion, berechnet aus dem Neutronenfluss [O'Brien 1979] mit der aus $\Delta^{14}\text{C}$ modellierten ^{14}C -Produktion, korreliert. In beiden Fällen wurde festgestellt, dass ein Zusammenhang zwischen invers aufgetragenen Sonnenflecken und ^{14}C -Produktion bzw. $\Delta^{14}\text{C}$ bestand.

Weiter in die Vergangenheit reichte die Untersuchung von Stuiver und Braziunas [1993] zurück. In ihrer Arbeit untersuchten die Autoren einen 11.000 Jahre zurück reichenden $\Delta^{14}\text{C}$ -Datensatz mittels Spektralanalyse auf die Ursachen der Kurz- und Langzeit-trends. Es stellte sich heraus, dass der Langzeittrend von der Änderung im geomagnetischen Feld beeinflusst wird, während die kurzzeitigen Schwankungen der solaren Aktivität zu zuordnen sind [Stuiver, Braziunas 1993].

Damit war jedoch immer noch nicht geklärt, in wie weit die solare Variabilität einen Einfluss auf die Klimaschwankungen ausübt. In seiner Arbeit spekulierte Beer [2005], dass sich zu Zeiten eines Minimums der solaren Aktivität die Gletscher begannen auszubreiten, diese Periode also mit einer Temperaturabnahme zusammen zu fallen schienen [Beer et al. 2000]. Dieser Zusammenhang wurde zuvor schon von de Vries [1958] geäußert. Die Annahme führte de Vries auf eine Korrelation zwischen den ^{14}C Daten und der Zu- und Abnahme der Gletscher vom 17. Jahrhundert bis 1958 zurück.

Eine Bestätigung, dass die solare Aktivität das Klima beeinflusst, fanden Bond et al. [2002] durch einen Vergleich von aus Tiefsee-Sedimenten abgeleiteten Proxies für Treibeis, aus dem Nord-Atlantik, mit der Produktion der kosmogenen Isotope ^{10}Be und ^{14}C im Holozän. Es wurde festgestellt, dass 9 ^{14}C -Maxima mit einer Abkühlung im Nord-Atlantik zusammen fielen.

Die vorliegende Arbeit soll einen Beitrag zum Verständnis der Fragestellung nach der Ursache für die Variationen in der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration und deren Zusammenhang mit der solaren Aktivität leisten. Desweiteren soll der Einfluss der solaren Aktivität auf Variationen im Klima untersucht werden. Hierfür wird erstmals die solare Aktivität mit verschiedenen Jahrringparametern aus ausgewählten Zeiträumen solarer Minima verglichen. Die Jahrringparameter wurden aus Eichenchronologien aus dem süddeutschen Raum berechnet. Als Proxy der solaren Aktivität wird die ^{14}C Produktion, berechnet aus absolut dendrochronologisch datierten Baumringen mit einem Oeschger-Siegenthaler-Modell [Oeschger et al. 1975], verwendet.

Desweiteren wird $\Delta^{14}\text{C}$, basierend auf der neusten Kalibrierungskurve INTCAL04 [Reimer et al. 2004], mit mehreren Spektralanalysetechniken (Wavelets, digitale Bandpassfilterung, Singuläre Spektral Analyse (*SSA*), Maximale Entropie Methode (*MEM*), Multitaper Methode (*MTM*)) untersucht, wobei der Schwerpunkt auf die Zyklen gelegt wurde, welche der Sonne zugeordnet werden.

Die $\Delta^{14}\text{C}$ -Variationen auf einer Zeitskala von einigen Dekaden werden mit einem Oeschger-Siegenthaler Modell nachvollzogen. Dabei wird untersucht, ob die Möglichkeit besteht, diese Schwankungen jeweils durch separate Änderung der diffusiven Ozeanzirkulation, der ^{14}C -Produktion oder des Gasaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre, zu erklären.

Kapitel 2

Sonne, Klima und ^{14}C

2.1 Die Sonne: Ein variabler Stern

Die Beobachtung der Sonnenflecken in Europa durch Galileo Galilei im Jahre 1610 haben gezeigt, dass ihre Anzahl mit der Zeit variiert. Tägliche Beobachtungen der Sonne erfolgen seit 1749 durch das Observatorium in Zürich.

Die Sonnenflecken sind auf der Sonne als dunkle Flecken beobachtbar und entstehen durch die Variation des Magnetfeldes der Sonne. Durch Konvektion sinken kühlere und somit schwerere Gase ab, während heißere und somit leichtere Gase aufsteigen. Die Sonnenflecken sind im Verhältnis zu ihrer Umgebung ca. 2000°C kühler, verglichen mit der durchschnittlichen Oberflächentemperatur der Sonne von 6000°C . Mit der Anzahl der Sonnenflecken erhöht sich auch der Energiefluss der Sonne. Durchschnittlich beträgt der Energiefluss in der oberen Atmosphäre 1365 W/m^2 .

Die Anzahl der Sonnenflecken der letzten 400 Jahre (Abb.2.1) lassen einen Zyklus von 11 Jahren (Schwabe-Zyklus) erkennen. Durch diesen Zyklus lässt sich eine Einhüllende von 88 Jahren (Gleissberg-Zyklus) legen.

Jedoch ist die schwankende Anzahl der Sonnenflecken nicht der einzige Hinweis auf eine Variation des Magnetfeldes der Sonne. Eine andere Methode zur Untersuchung der solaren Variabilität stellt der aa-Index da, dessen Messungen bis ins Jahr 1868 zurück reichen. Über den aa-Index lassen sich Störungen des Erdmagnetfeldes, die durch den Sonnenwind hervorgerufen werden, messen.

Die beiden angesprochenen Methoden zur Untersuchung der solaren Variabilität geben jedoch nur Aufschluss über die Sonnenaktivität in der jüngsten Vergangenheit. Für Untersuchungen über diesen Zeitraum hinaus werden die radioaktiven Isotope ^{14}C und ^{10}Be verwendet, da deren Produktion in direkten Zusammenhang mit einer Änderung der solaren Aktivität steht (s. Kapitel 2.3).

Während ^{10}Be in Eisbohrkernen messbar ist, gelangt ^{14}C über den Kohlenstoffkreislauf in organische Materialien, z.B. Bäume (s. Kapitel 2.4). Durch die Messung der Aktivität der Isotope in den genannten Archiven lässt sich eine Zeitreihe erstellen, mit deren Hilfe ein Zusammenhang zwischen Isotopen, Sonnenaktivität und Sonnenflecken hergestellt werden kann [Suess 1968], [Eddy 1976], [Stuiver, Quay 1980] [Beer et al. 1988].

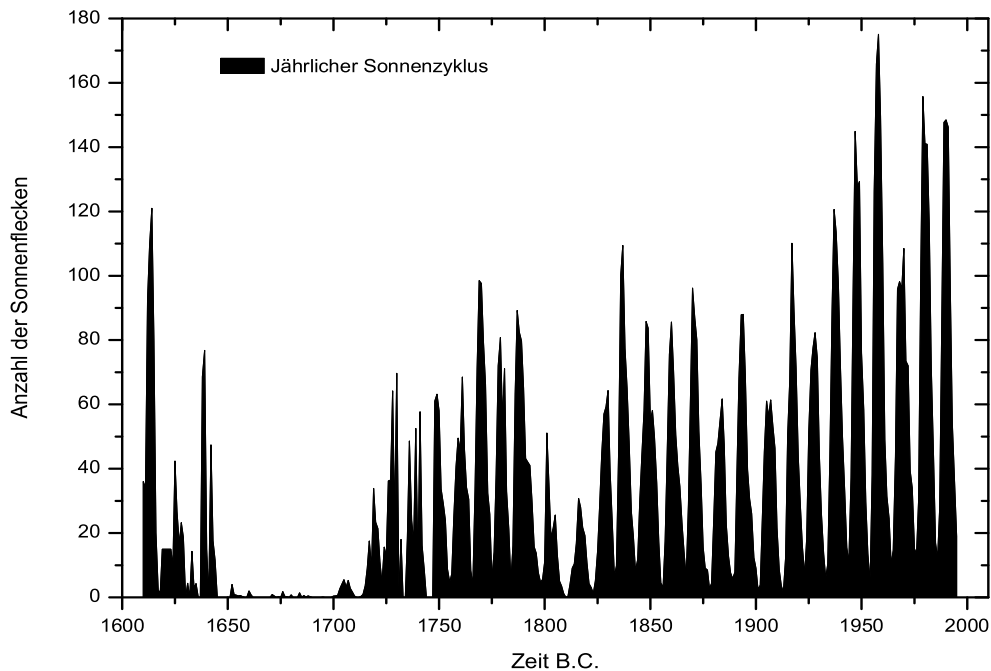


Abbildung 2.1: Anzahl der jährlich gemittelten Sonnenflecken. Deutlich ist die Zunahme der Anzahl der Sonnenflecken alle 11 (Schwabe-Zyklus) und 88 (Gleissberg-Zyklus) Jahre erkennbar. Das Maunder-Minimum liegt im Zeitraum zwischen 1645-1714

2.2 Einfluss der solaren Aktivität auf das Erdklima

In der jüngeren Vergangenheit liefert das Maunder Minimum (1645 – 1715) einen direkten Hinweis für einen Zusammenhang zwischen solarer Aktivität und einer Klimaänderung. Dieser Zeitraum, der sich durch einen Einbruch der solaren Aktivität auszeichnet, fällt mit der kleinen Eiszeit in Mittel-Europa zusammen. Gleichzeitig ist in dieser Kälteperiode eine hohe Konzentration von atmosphärischen ^{14}C (im weiteren Verlauf $\Delta^{14}\text{C}$) beobachtbar [Eddy 1976].

Da diese relativ kurze Periode jedoch keine Verallgemeinerung der in diesem Zeitraum stattgefundenen Änderungen von Klima und solarer Aktivität zu lässt, müssen die Untersuchungen weiter in die Vergangenheit zurück reichen.

Für solche Untersuchungen eignen sich unter anderem die in dieser Arbeit verwendeten Baumringchronologien, da diese mittlerweile das gesamte Holozän abdecken. Anhand der Variation der Ringweiten lassen sich Aussagen über Änderungen von Temperatur und Niederschlag treffen. Ein Vergleich zwischen $\Delta^{14}\text{C}$, ^{14}C -Produktion und Baumringchronologien kann einen Hinweis auf einen Zusammenhang von Klimaänderungen und solarer Aktivität liefern und soll im Verlauf dieser Arbeit untersucht werden.

2.3 Entstehung von ^{14}C

Das Radionuklid ^{14}C entsteht unter Einfluss von hochenergetischer, kosmogener Strahlung, welche auf die Erdatmosphäre trifft. Die Produktion von ^{14}C verläuft über die Spallationsreaktion, in der thermischen Neutronen mit Stickstoff reagieren:



Der direkte Einfluss der solaren Strahlung trägt auf Grund der niedrigen Energie vorrangig nur in den hohen Schichten der Atmosphäre und den nördlichen Breiten zu Veränderungen der Produktion von ^{14}C bei und beträgt weniger als 3% [Bodemann et al. 1993].

Der indirekte Einfluss der solaren Strahlung ist jedoch wesentlich größer und wird stark vom Sonnenwind beeinflusst. Der Sonnenwind moduliert das Erdmagnetfeld und steuert somit die Produktion der Isotope in der Atmosphäre [Damon et al. 1978].

2.4 Radiokarbon Methode

Mit Hilfe der Radiokarbon-Methode wird unter anderem das Alter archäologischer Funde organischen Ursprungs festgestellt. Dabei macht man sich die Halbwertszeit von ^{14}C zunutze. Während die Isotope ^{12}C und ^{13}C stabil sind, ist ^{14}C instabil und zerfällt mit einer Halbwertszeit von 5730 Jahren, über den β^- Zerfall in ^{14}N . Durch die Photosynthese der Pflanzen gelangt ^{14}C in die Biosphäre. Stirbt die Pflanze ab, so findet kein Austausch mehr zur Atmosphäre hin statt und die zerfallenen ^{14}C -Kerne im Organismus werden nicht weiter ersetzt. Daher ändert sich das ansonsten konstante Verhältnis $\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}}$. Über das Zerfallsgesetz kann der Zeitpunkt des Todes des jeweiligen Organismus errechnet werden:

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda_{^{14}\text{C}} t} \quad (2.2)$$

Wobei N_0 die anfängliche Anzahl und $N(t)$ die zur Zeit t zerfallene Anzahl der Atomkerne ist. $\lambda_{^{14}\text{C}}$ ist die Zerfallskonstante von ^{14}C und t die Zeit die seit der Messung vergangen ist.

Die für die Radiokarbon-Methode benötigte ^{14}C -Konzentration der zu untersuchenden Probe wird durch Zählung der zerfallenden ^{14}C -Kerne in einem Proportionalzählrohr [Münnich 1957] oder mit Hilfe der Massenspektroskopie gemessen.

2.5 Definition von $\Delta^{14}\text{C}$

Aufgrund der Verwendung der falschen Libby-Halbwertszeit von 5568 Jahren und der von Libby gemachten Annahme, dass der ^{14}C -Pegel der Atmosphäre in der Vergangen-

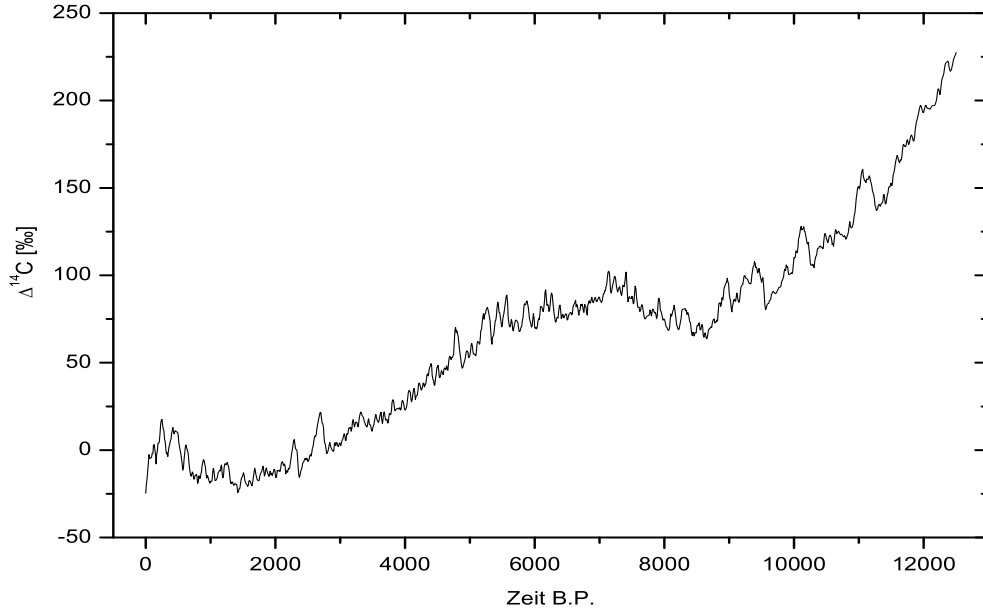


Abbildung 2.2: Aus Gl. 2.2 resultierende $\Delta^{14}C$ -Kurve, welche den ^{14}C Pegel der Atmosphäre der letzten 12.000 Jahre darstellt. Die Kurve basiert auf dem INTCAL04 Datensatz [Reimer et al. 2004].

heit konstant war, stimmt das aus dem Zerfallsgesetz resultierende ^{14}C -Alter nicht mit dem wahren Alter einer Probe überein.

$$t_{14C} = -8033 \cdot \ln \frac{A_{sn}}{A_{on}} \quad (2.3)$$

A_{sn} ist die Aktivität nach Korrektur von Fraktionierungseffekten und A_{on} die Aktivität des Standards von 1950. Daher bezieht sich das ^{14}C -Alter einer Probe auf das Jahr 1950 als Nullpunkt.

Um eine Beziehung zwischen ^{14}C -Alter und absoluten Alter einer Probe zu erhalten, muss das ^{14}C -Alter kalibriert werden. Dafür wird eine Kalibrierungskurve, entstehend aus der Bestimmung des absoluten Alters einer Probe von dendrochronologisch datierten Baumringen, verwendet. Zur Berechnung von $\Delta^{14}C$ wird daher die folgende Formel verwendet:

$$\Delta^{14}C = (e^{\frac{t_{abs}}{8267} - \frac{t_{14C}}{8033}} - 1) \cdot 1000 \quad (2.4)$$

Dabei ist t_{abs} das absolute Alter und t_{14C} das ^{14}C -Alter (bezüglich 1950 als Nullpunkt) der Probe. Zudem geht mit $1/8267$ Jahren die wahre Zerfallskonstante in die Berechnung von $\Delta^{14}C$ mit ein.

In Abb. 2.2 ist die anhand von Gl. 2.4 berechnete Kurve für $\Delta^{14}C$ dargestellt.

Kapitel 3

Kohlenstoffkreislaufmodell

3.1 Einleitung

Um die atmosphärischen ^{14}C Schwankungen im Holozän nachvollziehen zu können, ist ein Kohlenstoffkreislaufmodell nötig, welches die wichtigsten Kohlenstoffflüsse und Kohlenstoffreservoirs beschreibt. Die drei am Kohlenstoffkreislauf wesentlich beteiligten Reservoirs sind Ozean, Biosphäre und Atmosphäre. Dabei ist der Ozean mit 40.000 kg das größte dieser Reservoirs, gefolgt von Biosphäre (1500 kg) und Atmosphäre (750 kg). Zur Beschreibung der Kohlenstoffflüsse wird in dieser Arbeit ein Modell verwendet, welches auf dem von Oeschger et al. [1975] entwickelten, eindimensionalen, Box-Diffusions-Modell (*BDM*) basiert (Abb. 3.1).

3.2 Das Box-Diffusions Modell (*BDM*)

Der Ozean stellt das größte der vier im *BDM* verwendeten Reservoirs dar und ist im wesentlichen vertikal geschichtet. Die Durchmischung der einzelnen Schichten ist von Temperatur, Dichte und Salzgehalt des Wassers abhängig. Die Deckschicht, welche direkten Kontakt zur Atmosphäre hat, tauscht Kohlenstoff schneller aus als die unteren Schichten des Ozeans. Der Austausch zur Atmosphäre hin wird durch den Gasaustausch gesteuert. In den tieferen Schichten wird der Austausch zu darüberliegenden Schichten über die thermohaline Konvektion gesteuert. Diese bewirkt, dass salzhaltiges, kaltes Wasser absinkt (Tiefenwasserbildung), während warmes, salzärmeres Wasser aufsteigt.

Da das Interesse in dieser Arbeit der Berechnung eines globalen Mittelwertes von $\Delta^{14}\text{C}$ gilt, wird die grundlegende Annahme gemacht, dass der Ozean im globalen Mittel diffusiv gemischt ist. Aufgrund dieser Annahme wird der Ozean diskretisiert und wie folgt in drei, horizontal geschichtete, Boxen aufgeteilt: Deckschicht, Mittelschicht und Tiefsee, wobei die Deckschicht als homogen durchmischt angenommen wird. Damit bleibt noch festzulegen, wie die Mittelschicht und die Tiefsee behandelt werden sollen. Da die Mittelschicht einen hohen Konzentrationsgradienten von Kohlenstoff hat, ist es sinnvoll, die Mittelschicht feiner aufzulösen als die Tiefsee, welchen einen geringeren Konzentrationsgradienten aufweist. Daher wird die Mittelschicht in 37 Boxen à 25

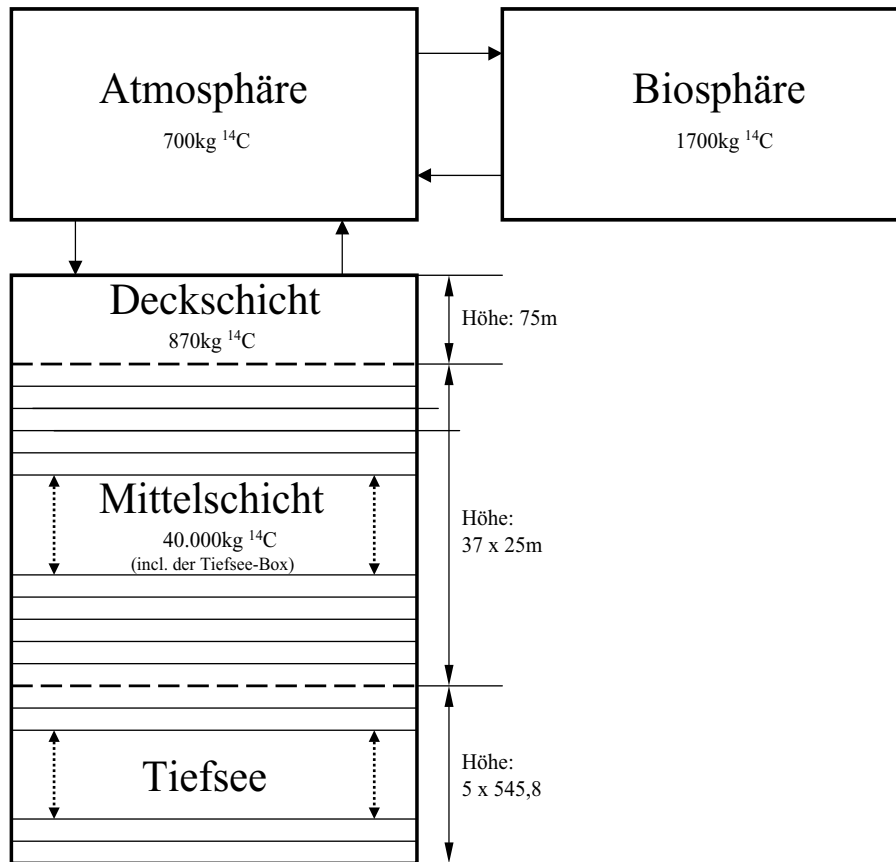


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung des BDM. Der ^{14}C -Gehalt in der Atmosphäre wird durch den Quelltherm, welcher die Produktion der Radionuklide darstellt, beeinflusst. Zusätzlich wird er durch den Austausch zwischen den einzelnen Reservoiren (Biosphäre, Atmosphäre, Ozean) bestimmt. Die Mischung im Ozean geschieht über diffusiven Austausch. Angegeben ist zusätzlich der ^{14}C -Gehalt der einzelnen Reservoirs.

m und die Tiefsee in 5 Boxen à 545,8 m unterteilt (Abb. 3.1) [Oeschger et al. 1975] [Siegenthaler 1983].

Im Modell findet jeweils der Kohlenstoffaustausch zwischen Biosphäre – Atmosphäre und Atmosphäre – Ozean statt. Die Konstanten k_{ab} und k_{ba} beschreiben den Gasaustausch Biosphäre – Atmosphäre in $[\frac{1}{\text{Jahre}}]$. Äquivalent wird der Austausch Atmosphäre – Deckschicht über die Konstanten k_{am} und k_{ma} beschrieben. Die diffusive Durchmischung des Ozeans wird über die Diffusionskonstante K_{Diff} beschrieben und mit $[\frac{\text{m}^2}{\text{Jahre}}]$ angegeben.

Die einzelnen Reservoirs sind durch Kohlenstoffgehalt, spezifische Aktivität und den Austausch von Kohlenstoff mit den anderen Reservoiren beschrieben. Das führt zu einem Gleichungssystem, bestehend aus sechs partiellen Differentialgleichungen, die zu lösen sind. Die verwendeten Konstanten (Tabelle 3.2) wurden aus der Veröffentlichung von Siegenthaler [1983] übernommen.

Die Änderung des CO_2 Gehalts der Atmosphäre ergibt sich aus dem Austausch zwischen Atmosphäre – Biosphäre und aus dem Austausch zwischen Atmosphäre – Ozean und aus einem Quellterm, welcher die fossilen Brennstoffe beinhaltet. Die Aufnahmefähigkeit der Deckschicht ist ein wichtiger Aspekt für das Verständnis des anthropogenen Kohlenstoffanstiegs [Siegenthaler 1983].

Bei der Modellierung von Kohlenstoff im Holozän spielt die Biosphäre nur eine untergeordnete Rolle und kann in der Beschreibung des Kohlenstoffkreislaufs vernachlässigt werden.

Die in den folgenden Gleichungen verwendeten Parameter sind in Tab. 3.2 beschrieben. Die Änderung von CO_2 geht wie folgt in die Modellierung ein:

$$\frac{d\nu_a}{dt} = q + k_{am} * (\xi_m \nu_m - \nu_a) \quad (3.1)$$

mit

$$k_{am} = \frac{F_{am}}{h_a C_0} \quad (3.2)$$

Die Deckschicht tauscht CO_2 mit der Atmosphäre und der Tiefsee aus, wobei der Austausch in der Tiefsee als diffusiv angenommen wird:

$$\frac{\nu_m}{dt} = k_{ma} * (\nu_a - \xi_m \nu_m) + \frac{1}{h_m} K_{Diff} * \frac{\partial \nu_d}{\partial z} \quad z = 0 \quad (3.3)$$

mit

$$k_{ma} = \frac{F_{am}}{h_m C_0} \quad (3.4)$$

Der Austausch in der Tiefsee ist diffusiv und wird über die Diffusionskonstante K_{Diff} beschrieben:

$$\frac{\partial \nu_d}{\partial t} = K_{Diff} * \frac{\partial^2 \nu_d}{\partial z^2} \quad (3.5)$$

In Folge der Diskretisierung des Ozeans muss Gleichung 3.5 ebenfalls diskretisiert werden, so dass der Austausch zwischen zwei Boxen wie folgt stattfindet:

$$\frac{d\nu_i}{dt} = \frac{K_{Diff}}{\Delta h_{i,i+1} h_i} * (\nu_{i+1} - \nu_i) + \frac{K_{Diff}}{\Delta h_{i,i-1} h_i} * (\nu_{i-1} - \nu_i) \quad (3.6)$$

Hier entspricht ν_i der relativen Änderung von CO_2 in der Box i . Die Höhe der einzelnen Boxen wird über h_i beschrieben. Der Abstand zwischen der Mitte einer Box zur Mitte

Variable	Bezeichnung	Wert
q	CO_2 Konzentration	—
q_{14}	^{14}C Produktion	—
ν_a	rel. CO_2 Änderung der Atmosphäre bzgl. vorindustriellen Wert	—
ν_m	rel. CO_2 Änderung der Deckschicht bzgl. vorindustriellen Wert	—
ν_d	rel. CO_2 Änderung der Tiefsee bzgl. vorindustriellen Wert	—
R_a	^{14}C Konzentration der Atmosphäre	—
R_b	^{14}C Konzentration der Biosphäre	—
R_m	^{14}C Konzentration der Deckschicht	—
R_d	^{14}C Konzentration der Tiefsee	—
λ	^{14}C Zerfallskonstante	$(8267 \text{ yr})^{-1}$
k_{ab}	Austauschkonstante Atmosphäre - Biosphäre	$(25 \text{ yr})^{-1}$
k_{ba}	Austauschkonstante Biosphäre - Atmosphäre	$(60 \text{ yr})^{-1}$
k_{am}	Austauschkonstante Atmosphäre - Deckschicht	vergl. Gl. 3.2
k_{ma}	Austauschkonstante Deckschicht - Atmosphäre	vergl. G. 3.4
K_{Diff}	Eddy Diffusionskonstante des Ozeans	$4005 \text{ m}^2 \text{ yr}^{-1}$
F_{am}	vorindustrieller Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean	$17,99 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$
h_a	Ozeanhöhe mit gl. CO_2 Wert wie vorindustrielle Atmosphäre	69 m
h_m	Höhe der Deckschicht	75 m
ξ_m	Pufferfaktor für Warmes Oberflächenwasser	9
C_o	vorindustrielle CO_2 Konzentration im Oberflächenwasser	$2,052 \text{ mol m}^{-3}$

Tabelle 3.1: Hier sind die Konstanten aufgezählt, welche für das BDM benötigt werden.

der nächsten Box ergibt sich aus $\Delta h_{i,i+1}$. Zusätzlich wird als Randbedingung angenommen, dass die letzte Box der Tiefsee nur mit der über ihr liegenden Box austauscht und nicht mit dem Sediment des Ozeanbodens:

$$\frac{\partial \nu_d}{\partial z} = 0 \quad \text{mit} \quad z = h_d \quad (3.7)$$

wobei mit h_d die mittlere Ozeantiefe bezeichnet wird.

Soll nicht CO_2 modelliert werden, sondern ^{14}C , so muss die Biosphäre mit in das Modell einbezogen werden, da sie im Falle der ^{14}C Modellierung nicht vernachlässigt werden darf (Zerfall von ^{14}C in der Biosphäre) [Siegenthaler 1983]. Zusätzlich muss zu den oben beschriebenen Gleichungen der Zerfallsterm für ^{14}C mit in die Gleichungen einbezogen werden. Der Pufferfaktor von CO_2 fällt aus dem Gleichungssystem heraus, wenn keine antropogene CO_2 -Produktion mit in die Modellierung einbezogen wird.

Die atmosphärische ^{14}C Konzentration setzt sich aus der ^{14}C Produktionsrate q_{14} , dem Austausch Atmosphäre – Ozean sowie Atmosphäre – Biosphäre und dem radioaktiven Zerfall λ zusammen:

$$\frac{d}{dt}R_a(1+\nu_a) = q_{14} + k_{am}\{R_m(1+\xi_m\nu_m) - R_a(1+\nu_a)\} + k_{ab}(R_b - R_a) - \lambda R_a(1+\nu_a) \quad (3.8)$$

Die ^{14}C Aktivität der Biosphäre berechnet sich wie folgt:

$$\frac{dR_b}{dt} = k_{ba}(R_a - R_b) - \lambda R_b \quad (3.9)$$

Für die Deckschicht ergibt sich analog zur Gleichung 3.3:

$$\frac{d}{dt}R_d(1+\nu_m) = k_{ma}\{R_a(1+\nu_a) - R_m(1+\xi_m\nu_m)\} + \frac{1}{h_m}K_{Diff}\frac{\partial}{\partial z}R_d(1+\nu_d)|_{z=0} - \lambda R_m(1+\nu_m) \quad (3.10)$$

Der Austausch von ^{14}C mit der Mittelschicht und der Tiefsee berechnet sich aus:

$$\frac{\partial}{\partial t}R_d(1+\nu_d) = K_{Diff}\frac{\partial^2}{\partial z^2}R_d(1+\nu_d) - \lambda R_d(1+\nu_d) \quad (3.11)$$

Für die Gleichung 3.11 gilt die gleiche Unterteilung in die insgesamt 42 Boxen, wie für die Diffusionsgleichung 3.5 der CO_2 -Modellierung (Gl. 3.5).

Zur numerischen Lösung der Gleichungen 3.8 bis 3.11 wurde die Simulationssoftware SimuLink in MatLab verwendet. Die Erstellung des *BDM* mit Hilfe von SimuLink wird im Anhang A anhand von Gleichung 3.8 erläutert.

3.3 Experimente

Im folgenden soll die Bedeutung der Variation von Ozeandiffusion (K_{Diff}), Gasaustausch (k) und ^{14}C -Produktion (q_{14}) erläutert werden. Dazu werden 3 Simulationen mit dem *BDM* vorgestellt, die die Änderungen von K_{Diff} , k und q_{14} und deren Auswirkungen auf den atmosphärischen ^{14}C -Pegel verdeutlichen sollen. Die Änderung der Parameter von 50 Modelljahren wurde über eine Rechteckfunktion realisiert. Die 3 Simulationen erstrecken sich über eine Zeitdauer von 200 Modelljahren und sind in den Abb. 3.2 bis 3.7 dargestellt.

Eine Veränderung der Diffusionskonstante K_{Diff} , welche die Prozesse der Diffusion und des konvektiven Austausches parametrisiert, ist gleichzusetzen mit einer Änderung der Tiefenwasserbildung. Dabei sinkt in hohen Breiten kaltes Ozeanwasser in große Tiefen ab und fließt als warmes Ozeanwasser aus niederen Breiten zurück [Broecker, Peng 1982]. Eine Verringerung von K_{Diff} bedeutet eine geringere Durchmischung von Kohlenstoff im Tiefenwasser und somit kommt es zu einem Anstieg der ^{14}C -Konzentration in der Atmosphäre. Dieser Zustand kann durch eine Abnahme der Eisschilde, die eine Süßwasserzufuhr in den Ozean zur Folge hat, in hohen Breiten hervorgerufen werden und steht mit einem Kälteereignis im Zusammenhang. Dieser Sachverhalt ist in Abb. 3.2 für eine Reduzierung von K_{Diff} um 33 % dargestellt. Erkennbar ist ein Anstieg des ^{14}C -Pegels in der Atmosphäre um 8,5 ‰ und in der Deckschicht um 1,1 ‰.

Der Gasaustausch, beschrieben durch die Konstanten k_{am} und k_{ma} , beschreibt den zeitlichen Verlauf des Kohlenstoffaustausches zwischen Atmosphäre und Deckschicht und ist abhängig von der Windgeschwindigkeit, welche zu Turbulenzen an der Oberfläche des Wassers führt. [Oeschger et al. 1975]. Eine erhöhte Windgeschwindigkeit führt zu einer Erhöhung des Gasaustausches und hat eine Abnahme der ^{14}C -Konzentration in der Atmosphäre zur Folge [Siegentaler et al. 1980]. Bei einer Reduzierung des Gasaustausches steigt der ^{14}C -Pegel der Atmosphäre an und nimmt in der Deckschicht ab und umgekehrt. Dieser Sachverhalt ist in Abb. 3.4 und 3.5 für eine Reduzierung des Gasaustausches um 20 % dargestellt. Erkennbar ist ein Anstieg des ^{14}C -Pegels in der Atmosphäre um 7 ‰ und eine Abnahme in der Deckschicht um 0,2 ‰. Der ^{14}C -Gehalt der Deckschicht bleibt in dieser Simulation nahezu unverändert.

Änderungen der ^{14}C -Produktion sind auf kurzen Zeitskalen der variablen Sonne und auf langen Zeitskalen dem Erdmagnetfeld zuzuschreiben [Stuiver et al. 1991]. Dabei steht eine Erhöhung der ^{14}C -Produktion mit einer niedrigen solaren Aktivität im Zusammenhang. Umgekehrt bedeutet eine hohe solare Aktivität eine niedrige ^{14}C -Produktion. Dieser Sachverhalt ist in Abb. 3.6 und 3.7 für eine Erhöhung von q_{14} um 20 % dargestellt. Erkennbar ist ein Anstieg des ^{14}C -Pegels der Atmosphäre um 10,2 ‰ und der Deckschicht um 6 ‰.

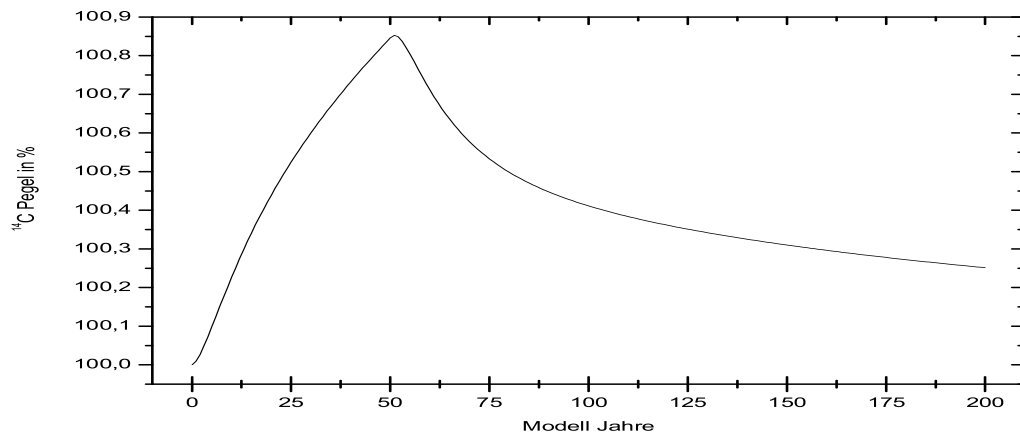


Abbildung 3.2: Änderung des ^{14}C -Pegels der Atmosphäre bei Reduzierung der Diffusionskonstante K_{Diff} um 33 % unmittelbar nach Start des Modelllaufs. Erkennbar ist ein Anstieg des ^{14}C -Pegels um 8,5 ‰.

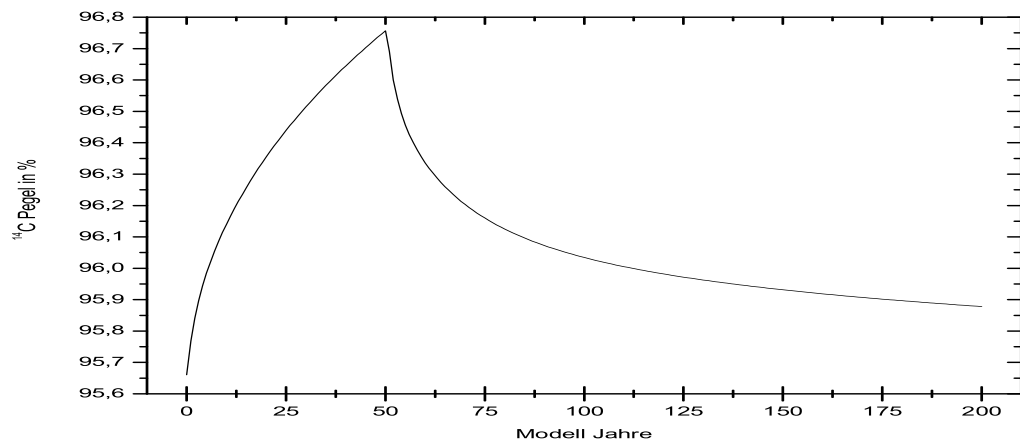


Abbildung 3.3: Änderung des ^{14}C -Pegels der Deckschicht bei Reduzierung der Diffusionskonstante K_{Diff} um 33 % unmittelbar nach Start des Modelllaufs. Erkennbar ist eine Abnahme des ^{14}C -Pegels um 1,1 ‰.

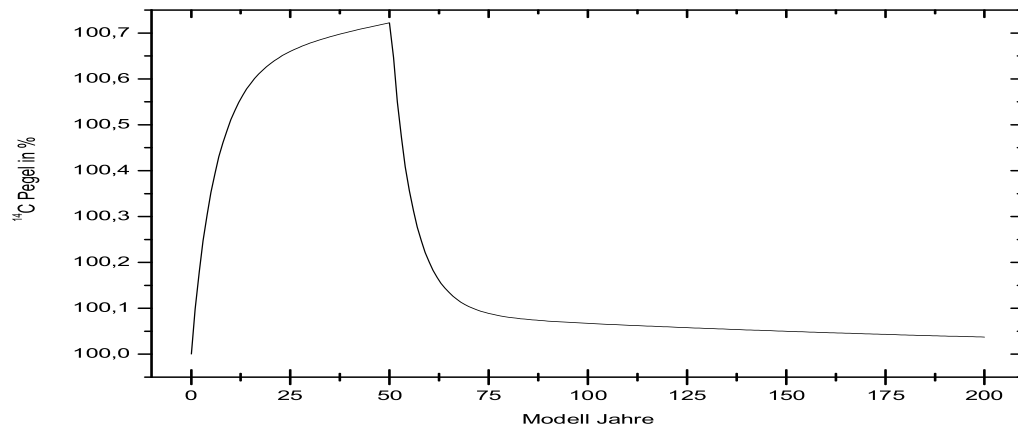


Abbildung 3.4: Änderung des ^{14}C -Pegels der Atmosphäre bei Reduzierung des Gasaustausches um 20 % mit Start der Simulation. Erkennbar ist der Anstieg des ^{14}C -Pegels um 7 ‰.

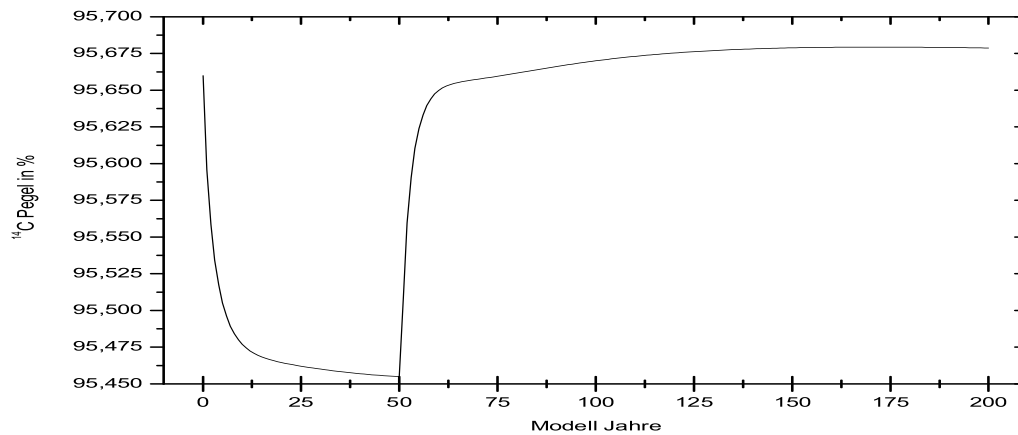


Abbildung 3.5: Änderung des ^{14}C -Pegels der Deckschicht bei Reduzierung des Gasaustausches um 20 % mit Start der Simulation. Erkennbar ist die Abnahme des ^{14}C -Pegels um 0,2 ‰.

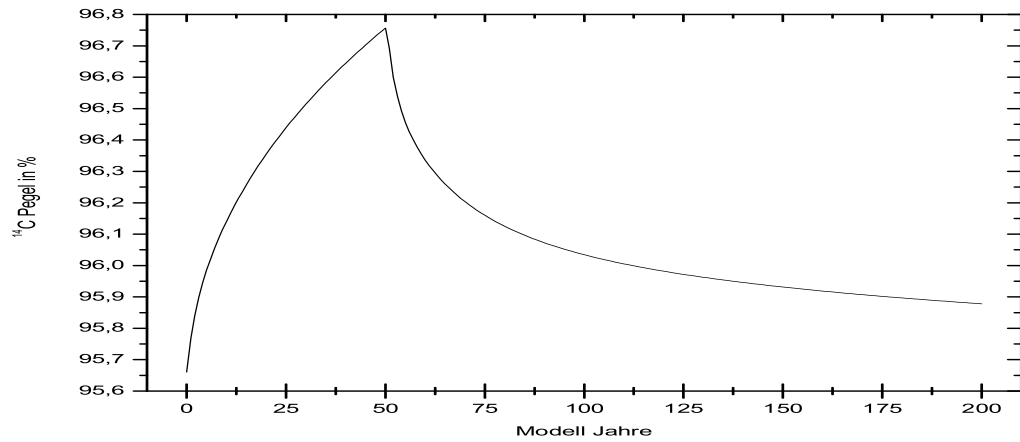


Abbildung 3.6: Änderung des ^{14}C -Pegels der Atmosphäre bei Erhöhung der ^{14}C -Produktion um 20 % mit Start der Simulation. Erkennbar ist eine Erhöhung des ^{14}C -Pegels um 10,2 ‰.

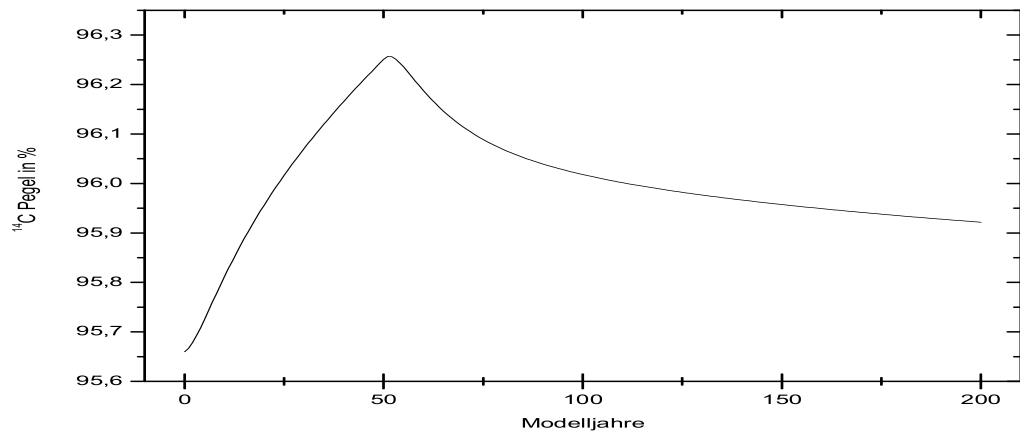


Abbildung 3.7: Änderung des ^{14}C -Pegels der Deckschicht bei Erhöhung der ^{14}C -Produktion um 20 % mit Start der Simulation. Erkennbar ist eine Erhöhung des ^{14}C -Pegels um 6 ‰.

Der atmosphärische ^{14}C -Pegel ändert sich im Holozän teilweise innerhalb von 10 – 15 Jahren um 10 ‰ (Abb. 3.8) und es stellt sich die Frage nach der Ursache solch schneller Änderungen. Es darf nicht Ausgeschlossen werden, dass es sich bei diesen schnellen Schwankungen um Messfehler handeln könnte. Daher soll im folgenden die Änderung von $\Delta^{14}\text{C}$ über eine Variation von Tiefenwasserbildung, Gasaustausch und ^{14}C -Produktion auf kurzen Zeitskalen an Hand von zwei Experimenten untersucht werden. In diesen Experimenten werden separat Diffusionskonstante, Gasaustausch Atmosphäre–Ozean und ^{14}C -Produktion auf zwei unterschiedlichen Zeitskalen (10 und 15 Modelljahren) variiert. Die Ergebnisse werden mit den kurzen atmosphärischen ^{14}C -Schwankungen um 750 B.C. (30 Jahre andauernde Anomalie) und 1140 B.C. (20 Jahre andauernde Anomalie) verglichen und diskutiert.

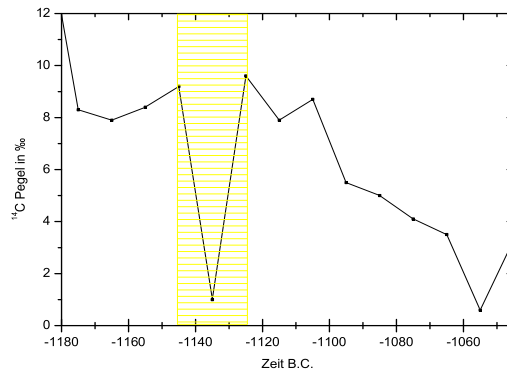


Abbildung 3.8: Kurze Schwankung im atmosphärischen ^{14}C um 1140 B.C. in der der ^{14}C -Pegel innerhalb von 10 Jahren um 10 ‰ abnimmt (schraffierter Bereich).

Für die in Abb. 3.8 gezeigte Anomalie wird ein Experiment vorgestellt, mit dessen Hilfe eine 20 Jahre andauernde Variation des atmosphärischen ^{14}C -Pegels untersucht werden soll. In dieser Zeit fällt der Pegel von $\Delta^{14}\text{C}$ innerhalb einer Dekade um 10 ‰ ab. Um diese Änderung verstehen zu können, werden die Parameter K_{Diff} , k und q_{14} separat nach 50 Modelljahren über eine Rechteckfunktion verändert. Die Simulationslaufzeit beträgt für alle Simulationen des folgenden Experiments 200 Modelljahre.

In der ersten Simulation wird die Diffusionskonstante K_{Diff} erhöht. In Tabelle 3.2 sind die Änderungen und Ergebnisse der Simulation aufgelistet und in den Abbildungen 3.9 und 3.10 dargestellt.

Änderung der Diffusionskonstante K_{Diff}	^{14}C -Pegel der Atmosphäre	^{14}C -Pegel der Deckschicht
+ 10 %	- 0,6 ‰	- 1,3 ‰
+ 20 %	- 1,3 ‰	- 2,6 ‰
+ 30 %	- 1,9 ‰	- 3,8 ‰
+100 %	- 5,7 ‰	- 10,7 ‰
+200 %	- 9,6 ‰	- 17,9 ‰

Tabelle 3.2: Erhöhung der Diffusionskonstante K_{Diff} und die daraus resultierenden Änderungen des ^{14}C -Pegels in Atmosphäre und Deckschicht.

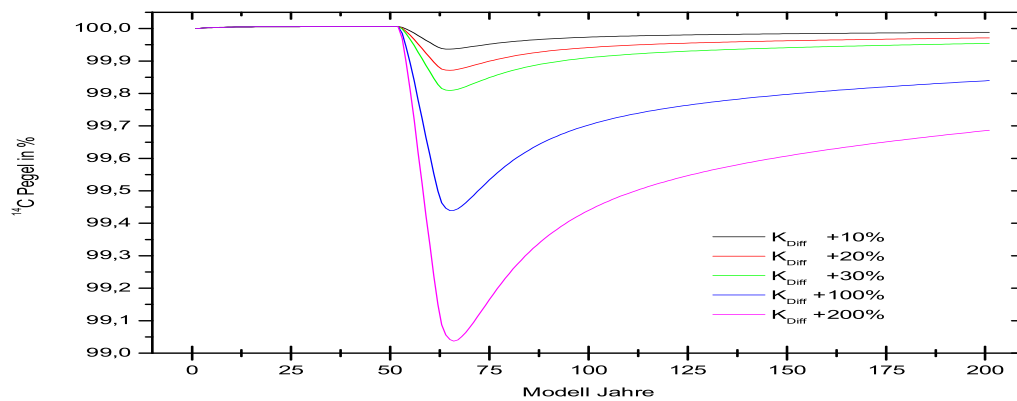


Abbildung 3.9: Änderung des ^{14}C -Pegels in der Atmosphäre bei Erhöhung der Diffusionskonstante K_{Diff} um 10%, 20%, 30%, 100% und 200% über eine Dekade. Erkennbar ist der Abfall des ^{14}C -Pegels um 0,6 ‰, 1,3 ‰, 1,9 ‰, 5,7 ‰ und 9,6 ‰

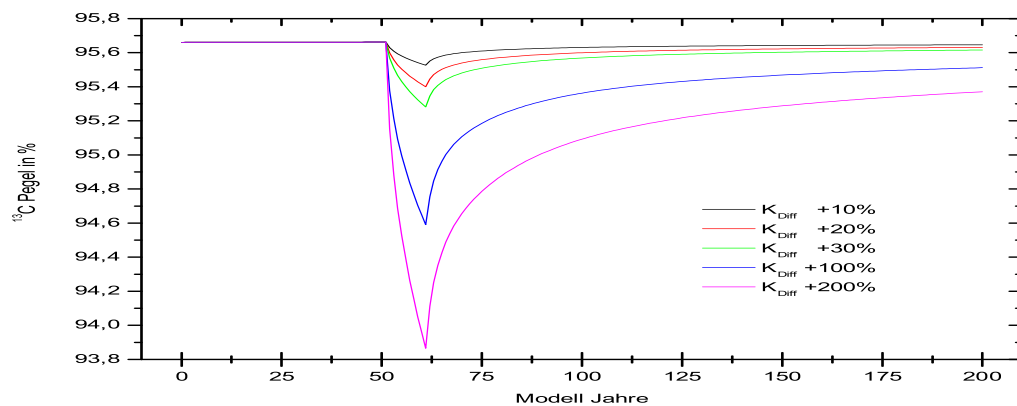


Abbildung 3.10: Änderung des ^{14}C -Pegels der Deckschicht bei Erhöhung der Diffusionskonstante K_{Diff} um 10%, 20%, 30%, 100% und 200% über eine Dekade. Erkennbar ist der Abfall des ^{14}C -Pegels um 1,3 ‰, 2,6 ‰, 3,8 ‰, 10,7 ‰ und 17,9 ‰.

In der zweiten Simulation wird der Gasaustausch k erhöht. Die Änderungen und Ergebnisse sind in Tabelle 3.3 aufgelistet und in den Abbildungen 3.11 und 3.12 dargestellt.

Änderung von k	^{14}C -Pegel der Atmosphäre	^{14}C -Pegel der Deckschicht
* 1,3	- 5,5 ‰	+ 2 ‰
* 1,5	- 9 ‰	+ 2,7 ‰
* 1,8	- 13 ‰	+ 3,5 ‰
* 2	- 14 ‰	+ 5 ‰

Tabelle 3.3: Erhöhung des Gasaustausches k und die daraus resultierenden Änderungen des ^{14}C -Pegels in Atmosphäre und Deckschicht.

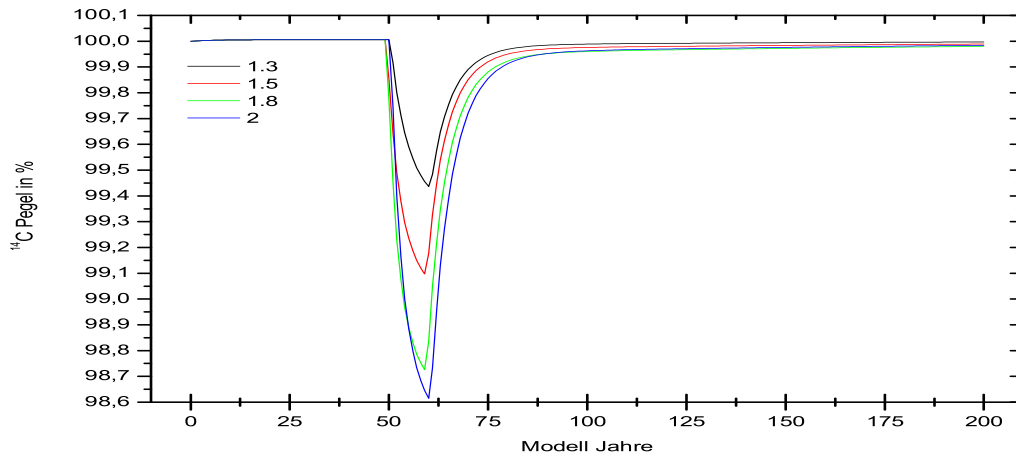


Abbildung 3.11: Änderung des ^{14}C -Pegels der Atmosphäre bei Erhöhung des Gasaustausches um die Faktoren 1,3; 1,5; 1,8 und 2 über eine Dekade. Erkennbar ist die Reduzierung des ^{14}C -Pegels in der Atmosphäre um 5,5 ‰, 9 ‰, 13 ‰ und 14 ‰.

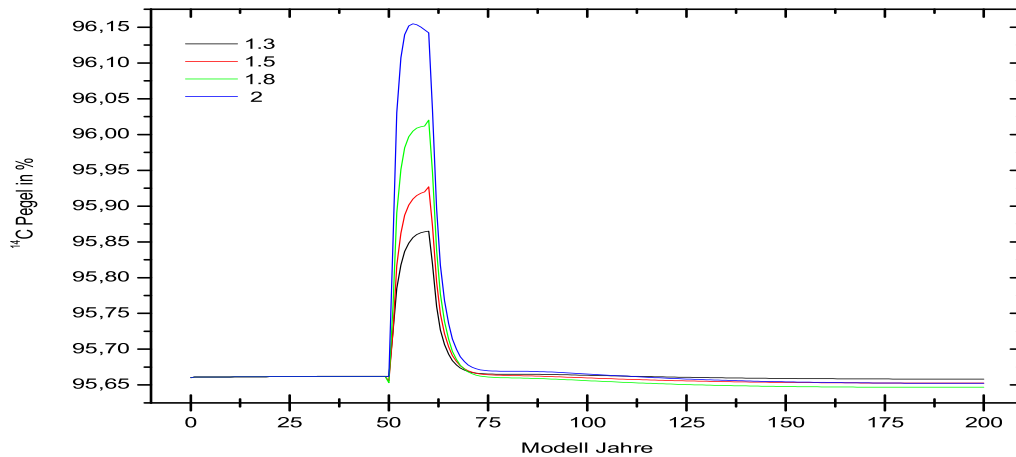


Abbildung 3.12: Änderung des ^{14}C -Pegels in der Deckschicht bei Erhöhung der Gasaustauschkonstante um die Faktoren 1,3; 1,5; 1,8 und 2 über eine Dekade. Erkennbar ist der Anstieg des ^{14}C -Pegels um 2 ‰, 2,7 ‰, 3,5 ‰ und 5 ‰.

In der dritten Simulation wird die ^{14}C -Produktion über eine Dekade, in 5 % Schritten, auf 75 % reduziert. Die Ergebnisse sind in Tabelle 3.4 aufgelistet und in den Abbildungen 3.13 und 3.14 dargestellt.

Änderung der ^{14}C -Produktion	^{14}C -Pegel der Atmosphäre	^{14}C -Pegel der Deckschicht
- 5 %	- 1,5 ‰	- 0,4 ‰
- 10 %	- 3 ‰	- 0,9 ‰
- 15 %	- 4,6 ‰	- 1,2 ‰
- 20 %	- 6 ‰	- 1,6 ‰
- 25 %	- 7,7 ‰	- 2 ‰

Tabelle 3.4: Reduzierung der ^{14}C -Produktion und die daraus resultierenden Änderungen des ^{14}C -Pegels in Atmosphäre und Deckschicht.

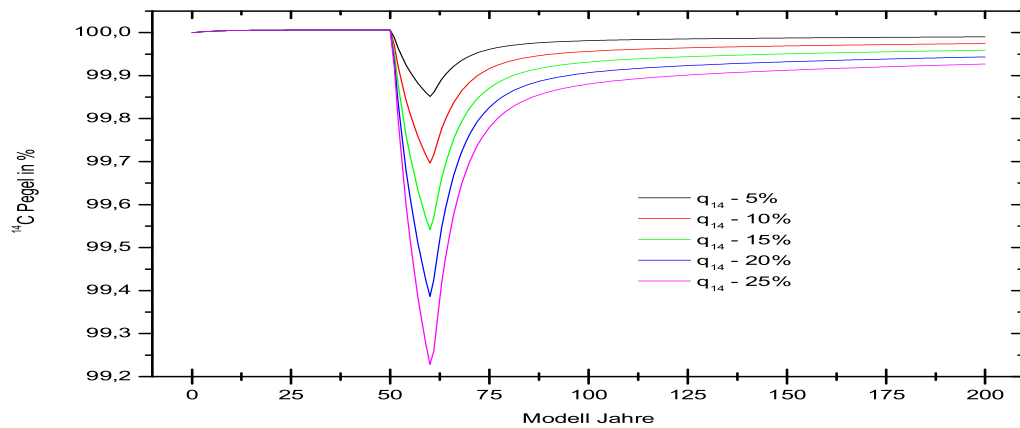


Abbildung 3.13: Änderung des ^{14}C -Pegels in der Atmosphäre bei Reduzierung der ^{14}C -Produktion (q_{14}) in 5 % Schritten auf 75 % über eine Dekade. Erkennbar ist eine Abnahme des ^{14}C -Pegels um 1,5 ‰, 3 ‰, 4,6 ‰, 6 ‰ und 7,7 ‰.

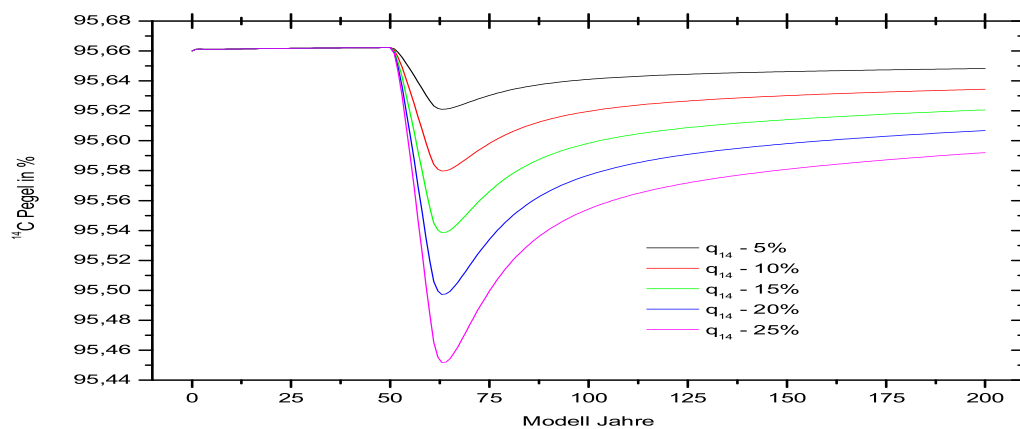


Abbildung 3.14: Änderung des ^{14}C -Pegels in der Deckschicht bei Reduzierung der ^{14}C -Produktion (q_{14}) in 5 % Schritten auf 75 % über eine Dekade. Erkennbar ist eine Abnahme des ^{14}C -Pegels um 0,4 ‰, 0,9 ‰, 1,2 ‰, 1,6 ‰ und 2 ‰.

Um den in Abb. 3.8 gezeigten Abfall von ^{14}C in der Atmosphäre über eine Änderung der Ozeandiffusion erklären zu können, bedarf es einer Erhöhung von K_{Diff} um 200 % (Abb. 3.9). Damit ein solcher Fall in der Natur eintreten kann, müsste sich die Salinität des Ozeans innerhalb von 10 Jahren beträchtlich erhöhen. Ein solcher Fall könnte dann eintreten, wenn Meereis gefrieren würde und auf diese Weise dem Ozean Süßwasser entzieht. Die Bildung von so viel Meereis, um das hier diskutierte Szenario zu erklären, ist jedoch nicht realistisch. Zusätzlich kommt das Problem hinzu, dass der ^{14}C -Pegel in dieser Simulation nicht auf seinen Ursprungswert zurückkehrt, was im hier betrachteten Fall jedoch passieren sollte. Dass der umgekehrte Fall (Reduzierung von K_{Diff} auf Null) möglich ist, hat eine Untersuchung der Atlantik-Zirkulation im Deglazial auf Klimaveränderungen durch McManus et al. [2004] ergeben. Die Autoren bringen den Kollaps (Beginn 17.500 BP; Dauer 2000 Jahren) und das hiernach, schnelle Wiedereinsetzen (15.000 BP) der Atlantik-Zirkulation mit einer starken Zunahme von Treibeis in Verbindung. Der Kollaps der Ozeanzirkulation hat eine lang andauernde Kaltphase zur Folge gehabt, die durch einen schnellen Übergang in eine Warmphase (Bølling Allerød) abgelöst wurde. Ein umgekehrter Fall, schneller Übergang von einer Warmphase zu einer kurzen Kälteperiode ist auf langen Zeitskalen von einigen 100 Jahren zwar möglich, jedoch nicht im hier untersuchten Fall von einer Dekade.

Eine Beschreibung des 10 ‰ Einbruchs von ^{14}C in der Atmosphäre über eine Erhöhung des Gasaustausches gelingt, wenn der Gasaustausch k um den Faktor 1,5 erhöht wird. Das bedeutet eine starke Zunahme der Windgeschwindigkeit. Aus dem Glazial ist bekannt, dass der Temperaturgradient (Äquator bis nördl. Breitengrade) ein größeres Gefälle als heute aufwies [Tegen, Rind 2002]. Zudem ist bekannt, dass sich die letzte Eiszeit durch eine erhöhte Konzentration von Staubpartikeln in den grönländischen Eisbohrkernen auszeichnet [Zielinsky, Mershon 1997]. Beide Befunde setzen eine erhöhte Windgeschwindigkeit voraus, welche einen erhöhten Gasaustausch mit sich zieht. Soll sich der Gasaustausch im Holozän um den Faktor 1,5 ändern, so müsste mit dieser Erhöhung eine kurze Kaltphase in Zusammenhang stehen, damit sich ein größerer Temperaturgradient zwischen südl. und nördl. Breitengraden einstellen kann. Ob das in der kurzen Zeit der untersuchten Anomalie passieren kann, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden.

Um die untersuchte Anomalie über eine Variation der ^{14}C -Produktion zu erreichen, ist eine Reduzierung von q_{14} um 25 % nötig. Wird in Betracht gezogen, dass sich die ^{14}C -Produktion von Minimum zu Maximum des 11 Jahre-Zyklus um einem Faktor von 1,34 bis 1,46 (Variation von 12 %) ändert [Masarik, Beer 1999], so scheint eine 25 %-tige Reduzierung der ^{14}C -Produktion eine durchaus mögliche Erklärung zu sein. Zu beachten ist, dass die Produktion der kosmogenen Isotope von dem Breitengrad, der solare Modulation Φ und dem Erdmagnetfeld abhängig ist [Masarik, Beer 1999]. Zudem ist der Zusammenhang zwischen Φ und dem globalen Mittelwert der ^{14}C -Produktion nicht linear, daher nimmt die ^{14}C -Produktion bei niedrigem Φ schneller ab als bei hohem Φ [Jöckel, Brenninkmeijer 2002] [Masarik, Beer 1999]. Daher muss Φ bei Annahme des heutigen Erdmagnetfeldes von 450 auf 600 MeV steigen, um eine Änderung der Produktion um 25 % zu erreichen. Bleibt Φ konstant bei 550 MeV und verdoppelt sich das Magnetfeld, so ändert sich die Produktion um 30 % (beiden Kalkulationen beziehen sich auf 50° nördl. Breite). Daher ist die benötigte Änderung der Produktion um 25 %

theoretisch denkbar und kann durchaus eine Erklärung für die kurzen Schwankungen sein.

Die Änderung der ^{14}C -Produktion und des Gasaustausches sind die wahrscheinlichsten Möglichkeiten zur Erklärung der kurzen Schwankung über den Zeitraum von 10 Jahren, zumal der 11 Jahre Zyklus ein Beleg dafür ist, dass sich zumindest die ^{14}C -Produktion auf einer derart kurzen Zeitskala stark ändern kann [Masarik, Beer 1999]. Auch die Ozeandiffusion kann schnellen Änderungen unterworfen sein, wie der scharfe Übergang vom Bølling Allerød in die jüngere Dryas zeigt [McManus et al. 2004]. Ein solcher, abrupter Übergang von einer Kaltphase in eine Warmphase setzt jedoch ein Ereignis voraus, welches diesen Übergang auslöst. Im Falle des Bølling Allerød wurde das erneute Einsetzen der Ozeanzirkulation, durch eine Wiederaufnahme des Wärmetransports aus dem Süden in die nördlichen Breiten, durch die solare Strahlung getriggert [McManus et al. 2004].

Um den Abfall des atmosphärischen ^{14}C -Pegels (10 ‰ innerhalb von 15 Jahre) der $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalie um 750 B.C. erklären zu können, wurden zwei Simulationen durchgeführt, in denen separat der Gasaustausch um den Faktor 1,5 erhöht und q_{14} um 30 % Reduziert werden mussten, um das genannte Resultat zu erzielen. Aus der vorangehenden Diskussion ist zu entnehmen, dass eine Reduzierung der Produktion um den genannten Wert durchaus im Bereich des Möglichen liegt. Auch eine Änderung des Gasaustausches in 15 Jahre um den Faktor 1,5 wird als wahrscheinlich angesehen.

Abschließend soll darauf hingewiesen werden, dass für die diskutierten Anomalien, aufgrund der Komplexität des Klimasystems, eine separate Variation des Gasaustausches k oder der diffusiven Ozeanzirkulation K_{Diff} nicht realistisch zu sein scheint, da beide Parameter miteinander im Zusammenhang stehen. Dieser Zusammenhang soll durch das folgende Beispiel verdeutlicht werden:

Bei einer Reduzierung von K_{Diff} verlangsamt sich die Ozeanzirkulation und als Folge dessen sinkt die Temperatur in den nördl. Breitengraden ab. Dies Temperaturabnahme hat zur Folge, dass der Temperaturgradient zwischen Äquator und nördlichen Breiten zunimmt, woraufhin sich die Windgeschwindigkeit erhöht.

Die Simulation der untersuchten $\Delta^{14}\text{C}$ -Anomalien hat bei separater Änderung von k und K_{Diff} jedoch gezeigt, dass die Ozeanzirkulation und der Gasaustausch erhöht werden müssen, um das gewünschte Resultat, Abfall der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration, zu erzielen. Somit stehen die Ergebnisse der Simulationen in Kontrast zu den im vorangehenden Abschnitt beschriebenen Zusammenhang von k und K_{Diff} .

Kapitel 4

Methoden der Zeitreihenanalyse

Ein Bestandteil dieser Arbeit ist die Spektralanalyse der in Abschnitt 2.5 vorgestellten $\Delta^{14}C$ Daten INTCAL04 [Reimer et al. 2004].

Im folgenden werden die in dieser Arbeit verwendeten Methoden der Spektralanalyse vorgestellt und am Ende dieses Kapitels anhand einer Testreihe vorgeführt. Bei den Methoden handelt es sich die Singuläre Spektralanalyse (*SSA*), die Multi-Taper-Methode (*MTM*) die Maximum-Entropie-Methode (*MEM*), die Waveletanalyse (*WA*) und digitale Filter mit unendlicher Impulsantwort (*IIR*).

4.1 Singuläre Spektral Analyse (*SSA*)

Die Singuläre Spektral Analyse (*SSA*) ist eine Methode um die signifikanten Anteile einer Zeitreihe $x(t)$ von den stochastischen zu trennen [Ghil et al. 2002]. Auf diese Weise kann eine neue, vom Rauschen befreite Zeitreihe $x_r(t)$ rekonstruiert werden, welche mit Frequenzanalysemethoden wie *MEM* oder *MTM* (siehe 4.2 und 4.3) analysiert werden kann.

Das Ziel der *SSA* ist es, über die Singulärwertzerlegung (*SWZ*) die Eigenwerte λ_k von T_x zu berechnen. Anhand der Eigenwerte λ_k wird die Zeitreihe $x(t)$ gefiltert und rekonstruiert. Hohe Werte von λ_k stellen dabei das Signal und niedrige Werte den Rauschanteil von $x(t)$ dar.

Der Ausgangspunkt der *SSA* ist das Karhunen-Loève-Theorem. Nach diesem Theorem lässt sich jede Zeitreihe $x(t)$, die ohne Einschränkung der Allgemeinheit um Null zentriert ist, nach den Eigenwerten λ_k einer Kovarianzmatrix T_x entwickeln. Die Kovarianzmatrix T_x hat die Eigenschaften einer Toeplitz-Matrix, d.h. alle Elemente $c(j)$ entlang einer Diagonalen sind konstant und gleich, so dass zur Beschreibung von T_x die Kenntnis der ersten Zeile und ersten Spalte ausreichend ist [Ghil et al. 2002].

Damit ergibt sich für T_x

$$\mathbf{T}_x = \begin{pmatrix} c_0 & c_1 & c_2 & \dots & c_{M-1} \\ c_1 & c_0 & c_1 & \ddots & \vdots \\ c_2 & c_1 & c_0 & \ddots & c_2 \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & c_1 \\ c_{(M-1)} & \dots & \dots & \dots & c_0 \end{pmatrix}. \quad (4.1)$$

Die Elemente $c(j)$ entsprechen der Kovarianz der Zeitreihe $x(t)$ mit der Verschiebung j ($j, 1 \leq i \leq M-1$). Daher gibt die Matrix T_x das zeitliche Verhalten der gesamten Zeitreihe innerhalb eines Fensters der Länge M wieder. Dabei ist M , die so genannte Einbettungslänge, der einzige zu wählende Parameter der *SSA*. Üblicherweise wird für M mindestens $\frac{1}{5}$ von $x(t)$ gewählt [Vautard et al. 1992].

Nun gilt es die Matrix T_x zu bestimmen, welche auf verschiedene Arten berechnet werden kann. So bietet das in dieser Arbeit zum Einsatz kommende *SSA-Toolkit* (www.atmos.ucla.edu/tcd/ssa/) unter anderem die Möglichkeit T_x über die Yule-Walker-Abschätzung zu bestimmen [Ghil et al. 2002] [Dettinger et al. 1995] [Vautard et al. 1992]:

$$c(j) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N-j} x_i x_{i+j} \quad (4.2)$$

Da die Matrix T_x ausschließlich aus positiven Elementen besteht und symmetrisch ist, sind auch ihre Eigenwerte λ_k positiv, es sei denn, die untersuchte Zeitreihe ist periodisch, was zu verschwindenden Eigenwerten führt. Die Eigenvektoren E_k der Matrix T_x werden als empirische orthogonale Funktionen (*EOF*) bezeichnet. Zur Rekonstruktion von $x(t)$ werden die Eigenwerte λ_k der Eigenvektoren E_k berechnet [Ghil et al. 2002].

Aufgrund der symmetrischen Struktur von T_x ist die Berechnung der Eigenwerte mit Hilfe der Singulärwertzerlegung (*SWZ*) recht einfach. Dabei wird die Matrix T_x so in drei Matrizen \mathbf{U} , \mathbf{V} und \mathbf{W} zerlegt, dass gilt:

$$\mathbf{T} = \mathbf{U} \cdot \mathbf{V} \cdot \mathbf{W}^T \quad (4.3)$$

\mathbf{U} ist spaltenweise und \mathbf{W}^T ist zeilenweise Orthonormal, \mathbf{V} ist diagonal. Ist \mathbf{T} eine Toeplitz-Matrix, so ist \mathbf{V} eine singuläre Matrix, welche der Größe nach geordnete Diagonalelemente enthält, welche die Singulärwerte darstellen:

$$\mathbf{V} = \begin{pmatrix} \lambda_1 & & \dots & 0 \\ & \lambda_2 & & \vdots \\ \vdots & & \ddots & \\ 0 & \dots & & \lambda_k \end{pmatrix} \quad (4.4)$$

Diese Singulärwerte oder Eigenwerte repräsentieren das Signal und den Untergrund von $x(t)$. Hohe Werte von λ_k sind als Signal und niedrige Werte als Rauschen von $x(t)$ zu interpretieren [Ghil et al. 2002]. Dabei hängt die Anzahl der verwendeten Eigenwerte von den Anforderungen des Anwenders an die Signalrekonstruktion von $x(t)$ ab.

Nach der Berechnung der Eigenwerte λ_k und Eigenvektoren E_k von T_x werden diese zur Rekonstruktion einer gefilterte Zeitreihe $x(t)_r$ verwendet. Dafür werden die sogenannten Prinzipiellen Komponenten (PK) $a_j(t)$ berechnet:

$$a_j(t) = \sum_{j=1}^M x(t+j) E_{k,j} \quad (4.5)$$

Anhand der PK und der zu wählenden Eigenvektoren lässt sich die Zeitreihe $x(t)$ wie folgt rekonstruieren:

$$x_r(t) = \frac{1}{M} \sum_{k \in r} \sum_{j=1}^M a_j(t-j) E_{k,j} \quad (4.6)$$

Somit lässt sich mit Hilfe der PK der Ordnung k die Zeitreihe $x(t)$ bis zur Ordnung k wieder herstellen und folglich verfügt $x_r(t)$ über die gleichen spektralen Eigenschaften wie die ungefilterte Zeitreihe $x(t)$. Auf diese Zeitreihe kann z.B. die im nächsten Kapiteln beschriebenen MEM -Methoden angewendet werden.

4.2 Maximum Entropie Methode (MEM)

Die Maximum Entropie Methode (MEM) basiert auf der Abschätzung einer Zeitreihe $x(t)$ anhand eines autoregressiven Prozesses der Ordnung M ($AR(M)$):

$$x(t) = \sum_{j=1}^M a_j x(t-j) + \xi(t) \quad (4.7)$$

Die Koeffizienten a_j sind die Modellparameter von $x(t)$, $\xi(t)$ ist ein zufälliger Prozess. Das Ziel der MEM ist es, die Koeffizienten a_j so abzuschätzen, dass die spektrale Dichte P möglichst gut an $x(t)$ angenähert werden kann. Dieses Verfahren wird auch Prinzip der maximalen Entropie genannt [Burg 1967] [Ghil et al. 2002].

Die Koeffizienten a_j von $x(t)$ werden wie folgt abgeschätzt [Percival, Walden 1993] [Ghil et al. 2002]:

$$a_j = \frac{1}{M} \sum_{j:=1}^M x(t)x(t+j) \quad (4.8)$$

Die a_j sind die Autokorrelationskoeffizienten und werden mit $\frac{1}{M}$ auf die Länge des Intervalls M normiert. Damit ist M der einzige in der MEM zu wählende Parameter.

Nun gilt es anhand von Gleichung 4.8 die spektrale Dichte $P(\omega)$ abzuschätzen. Dies geschieht, ähnlich wie bei der SSA -Methode, indem aus den Koeffizienten a_j (Gl. 4.8) eine Kovarianzmatrix T_x mit Toeplitz-Struktur berechnet wird. Die Matrix T_x wird so

invertiert, dass mit den neu berechneten Koeffizienten \tilde{a}_j die spektrale Dichte wie folgt abgeschätzt wird:

$$P(\omega) = \frac{a_0}{|1 + \sum_{j=1}^M \tilde{a}_j e^{2ij\omega}|^2} \quad (4.9)$$

Dabei ist a_0 die Varianz von $\xi(t)$ aus Gleichung 4.7 und $\omega = 2\pi f$ mit der Frequenz f . Die Auflösung von $P(\omega)$ ist nur von der Wahl der Ordnung M abhängig und sollte $x(t) = N/2$ nicht überschreiten. Wird M zu hoch gewählt, so weist das berechnete Spektrum $P(\omega)$ zu höheren Frequenzen hin Spurenpeaks auf, welche keine echten Periodizitäten darstellen. Ist zudem die zu untersuchende Zeitreihe nicht stationär, so sollte das Ergebnis mit dem einer zweiten Methode verglichen werden (z.B. *MTM*), um Gewissheit über die Aussagekraft des Ergebnisses zu erhalten [Ghil et al. 2002]. Um eine Überschätzung des Spektrums zu vermeiden, ist es ratsam, die zu untersuchende Zeitreihe anhand der *SSA* vorzufiltern.

4.3 Multitaper Methode (MTM)

Die Multitaper Methode (*MTM*) ist eine nicht parametrisierte Methode und setzt daher kein Modell zum generieren einer zu untersuchenden Zeitreihe $x(t)$ voraus, wie dies z.B. bei der *MEM*-Methode der Fall ist. Das Ziel der *MTM* ist es, das Spektrum einer Zeitreihe $x(t)$ anhand von K Tapern so abzuschätzen, dass die Varianz des abgeschätzten Spektrums möglichst klein wird. Dabei sind Taper als mathematische Funktionen aufzufassen, welche in 1. Ordnung einer Cosinusfunktion ähnlich sind (Abb. 4.1).

Ein Vorteil der *MTM* ist, dass mehrere Taper zur Abschätzung des Spektrums von $x(t)$ verwendet werden anstatt nur eines, wie z.B. bei Zeitreihenanalysen anhand eines Korrelogramms. Um den Informationsverlust an den Enden der Zeitreihe zu verringern, wird über $x(t)$ ein Fenster mit der Länge der zu verwendenden Taper K gelegt und erhält so K unterschiedliche Abschätzungen des Powerspektrums. Um jetzt die Varianz des zu untersuchenden Spektrums zu reduzieren, wird über die Anzahl der Taper gemittelt. Der hierfür idealste Satz von Tapern sind die "Discrete Prolate Spheroidal Sequences" (*DPSS*, Abb. 4.1), welche als Satz von Eigenvektoren definiert sind [Ghil et al. 2002].

In der Praxis ist es sinnvoll, sich auf die ersten $K = 2p - 1$ Taper zu beschränken, wobei p eine ganze Zahl ist und die Auflösung des Spektrums beeinflusst. Für $p = 2$ ergibt sich in der Praxis ein guter Kompromiss zwischen der spektralen Auflösung und der spektralen Abschätzung von $x(t)$ [Thomson 1982] [Vautard et al. 1992] [Ghil, Taricco 1997] [Ghil et al. 2002]. Bei der Wahl der Anzahl der Taper K sowie der Größe von p ist zu beachten, dass diese von der Länge der zu analysierenden Zeitreihe $x(t)$ abhängt [Ghil et al. 2002].

Definiert man mit $S_k(\omega) \equiv |y_k(\omega)|^2$ das Spektrum der mit den K Tapern multiplizierten Zeitreihe $x(t)\omega_k(t)$, mit ω als *DPSS* Taper und y_k als diskrete Fouriertransformation *DFT* von $x(t)\omega_k(t)$, so hat die gemittelte, spektrale Abschätzung die folgende

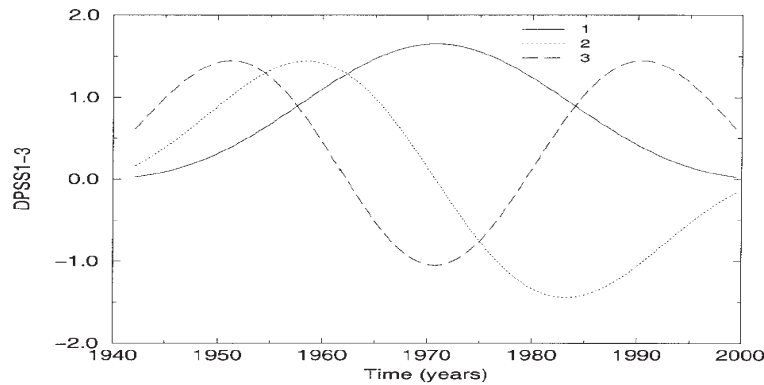


Abbildung 4.1: *Beispiel von $K = 3$ DPSS-Taper für den Fall $p=2$ aus der Arbeit von [Ghil et al. 2002]*

Form [Ghil et al. 2002]:

$$S(\omega) = \frac{1}{K} \sum_{k=0}^{K-1} S_k(\omega) \quad (4.10)$$

Die Auflösung von $S(\omega)$ wird über den Integer p bestimmt.

Ein weiterer Vorteil der *MTM* gegenüber anderen Spektralanalysemethoden ist, dass anhand dieser Methode sowohl die Linien-Komponenten als auch der kontinuierliche Hintergrund des Spektrums abgeschätzt werden können. Dabei ist die Linien-Komponente des Spektrums als periodischer Anteil des Spektrums anzusehen. Zudem ist es bei der *MTM* nicht notwendig, die zu untersuchende Zeitreihe vorzufiltern, da die *MTM* in der Lage ist Periodizitäten in einer stark verrauschten Zeitreihe zu detektieren [Ghil et al. 2002]. Dafür wird die oben beschriebenen Prozedur mit einem Algorithmus verbunden, welcher diese signifikanten, schmalbändigen "quasi Oszillationen" erkennen kann. Bei dieser Methode wird das harmonische Signal im Verhältnis zum Hintergrundrauschen abgeschätzt [Mann et al. 1996]. Diese Modifikation ist vor allem dann wichtig, wenn eine ungefilterte Zeitreihe analysiert werden soll.

Eine präzise Beschreibung dieser Modifikation der *MTM* ist in den Arbeiten von [Mann et al. 1996] und [Ghil et al. 2002] gegeben.

4.4 Wavelet-Analyse

Die Waveletanalyse (*WA*) ist in der Lage, eine Zeitreihe gleichzeitig in der Zeit und in der Frequenz zu analysieren. Während eine Zeitreihe mit Hilfe der Fourieranalyse nur auf die beinhalteten Frequenzen untersucht werden kann, liefert die *WA* Informationen über die Lokalität und das Verhalten der beinhalteten Frequenzen. Das Spektrum der *WA* hat daher eine "Frequenz-Zeit"-Auflösung. Das gibt der *WA* bei der Untersuchung von nicht stationären Zeitreihen, bei welchen Zeit- und Frequenzauflösung der Amplitude und der Phase der harmonischen Komponenten schwanken, einen erhebli-

chen Vorteil gegenüber der Fourieranalyse [Venegas 2001].

Die *WA* basiert im wesentlichen auf der Faltung der Zeitreihe $x(t)$ mit einem Set von Funktion $G_{ab}(t)$ (mit den Parametern a und b), welche vom sogenannten "Mutter-Wavelet" abgeleitet werden:

$$G_{ab}(t) = \frac{1}{a^{1/2}} G\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (4.11)$$

Die Variable b hat die Bedeutung eines Translations-Parameters, welcher das Wavelet auf der Zeitachse verschiebt. Die Variable a ist der so genannte Dilations-Parameter und bestimmt die Breite des Wavelets. Der Faktor $1/a^{1/2}$ normalisiert das Wavelet auf die Einheitsenergie, damit es für alle Werte von a Vergleichbar ist. Durch Faltung der Funktion $x(t)$ mit dem Wavelet $G(t)$ ergibt die diskrete Wavelet-Transformation :

$$T(a, b) = \frac{1}{a^{1/2}} \sum_{t=1}^N G(t)^* \left(\frac{t-b}{a}\right) x(t) \quad (4.12)$$

Dabei ist $*$ das konjugiert Komplexe der Funktion $G(t)$. Bei einer Variierung von a und einer Translation entlang der Zeit wird ein zweidimensionales Bild konstruiert, welches die Amplitude zu jeder zeitlichen Veränderung in der Zeitreihe zeigt.

Prinzipiell kann Gleichung 4.12 auch als eine Art "mathematisches" Mikroskop angesehen werden, wobei hier $1/a$ der Vergrößerungsfaktor ist und b die Position angibt. Die optischen Eigenschaften werden dann durch die Wahl des Wavelets $G(t)$ bestimmt [Torrence, Compo 1998] [Venegas 2001].

Die Wahl eines Wavelets $G(t)$ hängt von den Interessen des Anwenders ab. Das beste Resultat wird erreicht, wenn zur Analyse von $x(t)$ ein Wavelet verwendet wird, welches dem Signal ähnelt. Das bei Analysen am häufigsten benutzte Wavelet ist das "Morlet Wavelet" (Abb. 4.2), welches einen guten Kompromiss zwischen Zeit- und Frequenzauflösung bietet und wie folgt definiert ist:

$$G(t) = e^{-t^2/2} e^{ict} \quad (4.13)$$

Dabei ist e^{ict} eine ebene Schwingung mit der Frequenz $c = f$, welche mit der Zeit t über eine Gauss'sche Einhüllende mit der Breite $e^{t^2/2}$ reguliert wird [Torrence, Compo 1998].

4.5 Digitale Filter

Es gibt zwei verschiedenen Arten von Filtern: analoge und digitale Filter, deren Hauptunterschied besteht in der jeweiligen Abtastung des Signals. Für die Beschreibung analoger Filter werden Differentialgleichungen verwendet. Für das digitale Filter hingegen verwendet man Differenzengleichungen. Diese beschreiben den zeitlichen Verlauf des Ausgangssignals y_n in Abhängigkeit des Anfangssignals x_n . Die Differenzengleichung für das digitale Filter hat die allgemeine Form

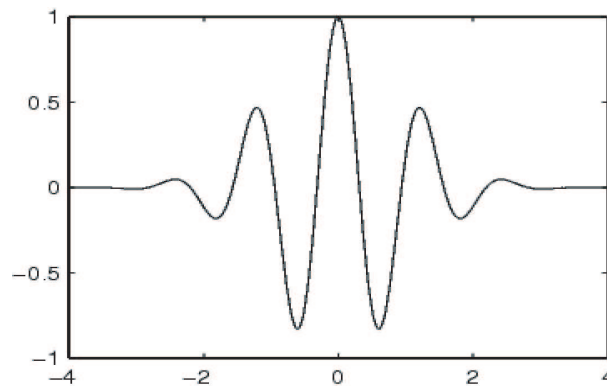


Abbildung 4.2: Morlet-Wavelet

$$0 = \sum_{i=0}^r L_i x_{n-1} - \sum_{i=0}^m K_i y_{n-i} \quad (4.14)$$

und verknüpft das Ausgangssignal mit dem Eingangssignal an der Stelle i , wobei L_i und K_i die Filterkoeffizienten sind [Porr 2000].

Auf Grund der diskreten Beschreibung eignet sich das digitale Filter besonders gut zur Analyse von gemessenen Zeitreihen. Ein wichtiger Parameter bei der Erstellung eines digitalen Filters ist die Samplesize (Abtastrate). Dabei ist die Samplesize die kleinste Anzahl von Punkten, mit denen ein Signal korrekt beschrieben werden kann. Anders ausgedrückt: über die Samplesize wird das Auflösungsvermögen des verwendeten Filters festgelegt.

Bei der Verwendung von digitalen Filtern muss zwischen zwei Arten von Filtern unterschieden werden: Filter mit einer endlichen Impulsantwort (**F**inite **I**mpulse **R**esponse, *FIR*) und Filter mit einer unendlichen Impulsantwort (**I**nfinite **I**mpulse **R**esponse, *IIR*).

Beiden Filtern liegen unterschiedliche mathematische Konzepte zur Filterung eines Datensatzes zugrunde. Während bei der Konstruktion von *IIR*-Filtern Bezug auf die Konstruktion analoger Filter genommen werden kann, wird bei der Konstruktion von *FIR*-Filtern die Impulsantwort mittels Fourierreihenmethode beschrieben.

Der wesentliche Vorteil der *IIR*-Filter gegenüber den *FIR*-Filtern besteht hauptsächlich im geringeren Rechen- und Konstruktionsaufwand, da für die Realisierung steiler *FIR*-Filter viel mehr Koeffizienten benötigt werden.

In dieser Arbeit wurde auf Anregung einer Veröffentlichung von [Peristych, Damon 2003] das *IIR*-Filter verwendet und mit der Signaltoolbox von MatLab erstellt.

4.6 Vergleich der vorgestellten Methoden anhand einer Testreihe

In diesem Abschnitt werden die verschiedenen Methoden der Spektralanalyse anhand Testreihe TR (Gl. 4.15) vorgeführt und die erhaltenen Ergebnisse miteinander verglichen. Die verwendete Zeitreihe $x(t)$ ist dabei eine Linearkombination bestehend aus zwei Sinus-Funktionen mit Perioden von 30 und 60. Auf diese Funktion wird ein Störsignal $\xi(t)$ addiert:

$$x(t) = 2 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{30}\right) t + \sin\left(\frac{2\pi}{60}\right) t + \xi(t) \quad (4.15)$$

In Abb. 4.3 ist die Funktion $x(t)$ mit und ohne Störsignal dargestellt.

Die TR $x(t)$ wird mit der SSA analysiert und anhand der berechneten Eigenwerte rekonstruiert. In Abb. 4.4 sind die Eigenwerte dargestellt. Deutlich ist die Trennung von Signal, repräsentiert durch die Eigenwerte 1 - 4, und Untergrund erkennbar. Auf die vom Rauschen befreite Testreihe (Abb. 4.5) wird die MEM und MTM angewendet und liefern die beiden Periodizitäten 30 und 60 (Abb. 4.6). Die scharfen Peaks resultieren aus der Periodizität des Signals.

Der direkte Vergleich von MEM - und MTM -Spektrum zeigt, dass die Grundstruktur beider Spektren identisch ist (Abb. 4.6). Das MTM -Spektrum weist jedoch zu höheren Frequenzen hin einen höheren Rauschanteil auf. Dieser Befund kann verwendet werden, um quasi Oszillationen ausfindig zumachen, welche aus den zur Analyse verwendeten Einstellungen her resultieren (MTM : Anzahl der verwendeten Taper, spektrale Auflösung p ; MEM : verwendete MEM -Order).

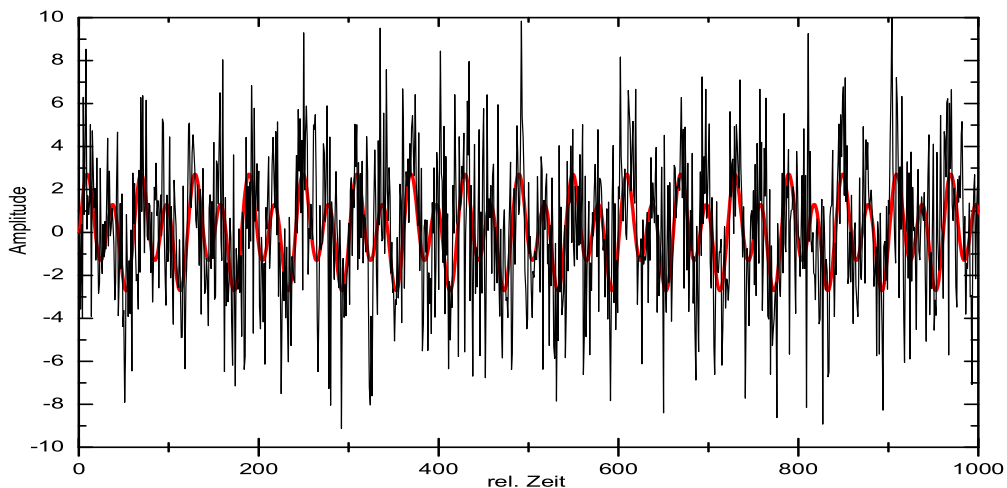


Abbildung 4.3: Die anhand von Gl. 4.15 regenerierte Zeitreihe $x(t)$ mit $\xi = 0$ (rote Kurve) und $\xi > 0$ (schwarze Kurve).

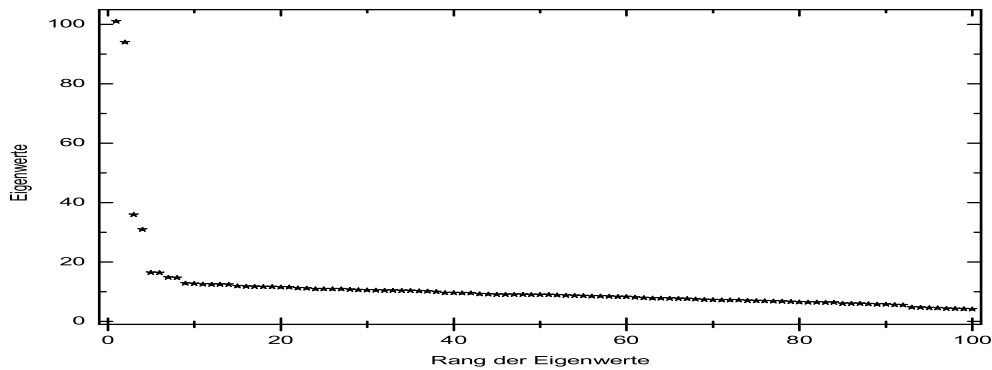


Abbildung 4.4: Darstellung der Eigenwerte der Testreihe in absteigender Form. Deutlich ist die Trennung von Signal (Eigenwerte 1 - 4) vom Untergrund (Plateau) erkennbar.

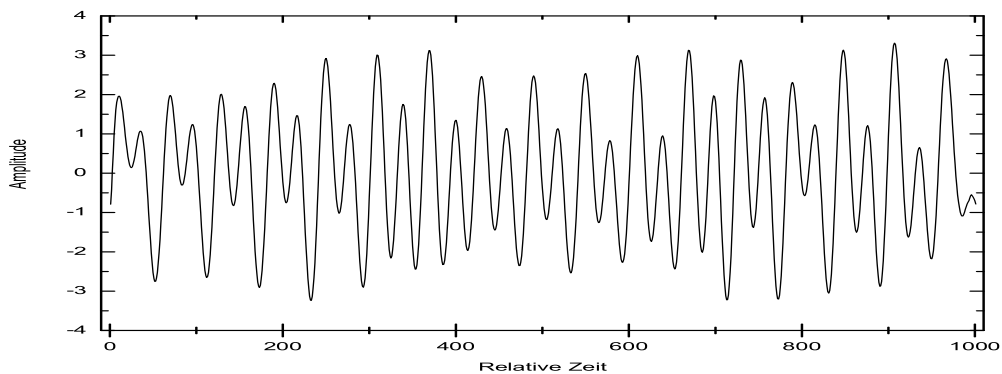


Abbildung 4.5: Anhand von SSA rekonstruierte Testreihe $x(t)_r$ auf die die MEM und MTM angewendet werden.

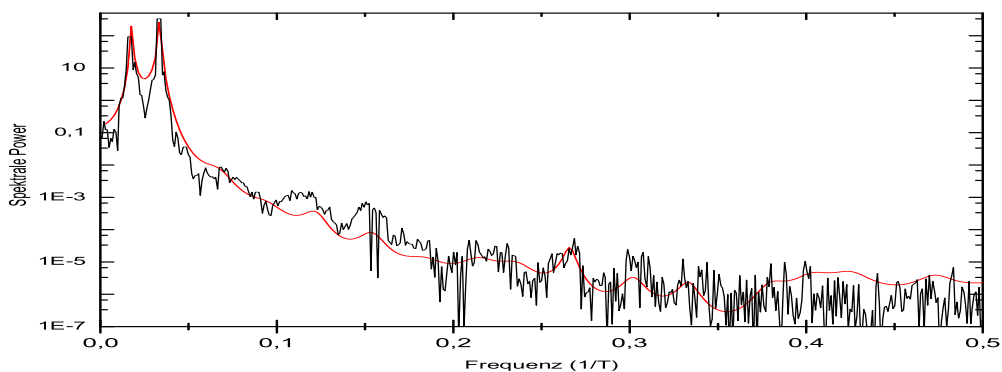


Abbildung 4.6: Vergleich von MEM- (rote Kurve) und MTM-Spektrum (schwarze Kurve). Die Spektren wurden aus der rekonstruierten Testreihe x_r berechnet. Deutlich ist die Gleichheit der Grundstruktur beider Spektren erkennbar. Der Hauptunterschied zwischen den Spektren ist der höhere Rauschanteil im MTM-Spektrum zu hohen Frequenzen hin.

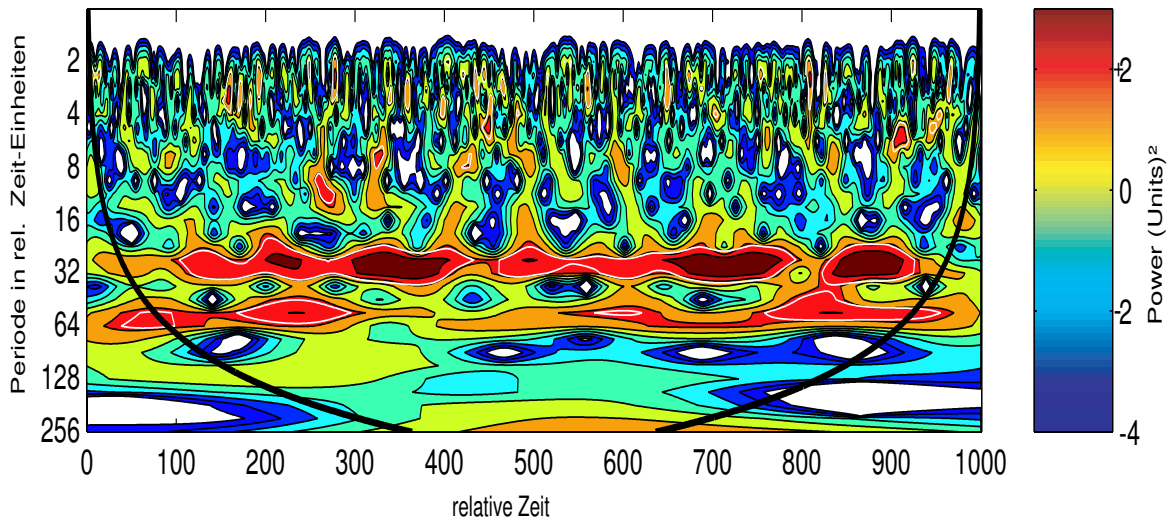


Abbildung 4.7: Waveletspektrum der Testreihe 4.15. Es ist erkennbar, dass beide Eingangsfrequenzen nicht mehr kontinuierlich verlaufen sondern abgeschwächt sind. Die dicke schwarze Linie gibt das 95% Signifikanzintervall an. Die weiß eingerahmten Gebiete zeigen die zu 95 % signifikanten Frequenzen an. Die Farbkodierung ($\text{Power}(\text{Units})^2$) geht von Dunkelrot(signifikant) bis Dunkelblau (nicht signifikant).

Zur Untersuchung von TR anhand der Waveletanalyse und den digitalen Filtern IIR wurde die ungefilterte TR verwendet. Die Ergebnisse der WA und der IIR -Filter sind in Abb. 4.7 und 4.8 dargestellt.

Im Waveletspektrum (Abb. 4.7) ist deutlich eine Abschwächung des Signale dort erkennbar, wo die Power der Signale aufgrund der Störfunktion $\xi(t)$ schwächer wird und nicht mehr als signifikant erkannt wird. Eine solche Abschwächung der Signale ist im Spektrum der MTM und MEM nicht sichtbar, da diese Methoden nur das Linienspektrum der Frequenzen darstellen können. Soll unter Verwendung der MEM und MTM das zeitliche Verhalten der TR untersucht werden, so muss die Zeitreihe in Intervalle unterteilt und diese analysiert werden.

Auf Grund der Zeit-Frequenz Auflösung des Wavelets wird das zeitliche Verhalten des Signals jedoch direkt sichtbar. Damit wird der Vorteil der Waveletanalyse gegenüber der MTM und MEM deutlich.

Der Vergleich zwischen Waveletspektrum (4.7) und IIR -Spektrum (4.8) zeigt, dass die Maxima der gefilterten Signale mit denen als signifikant dargestellten Anteilen des Waveletspektrums übereinstimmen, während die Amplitude dort schwächer wird, wo die WA das Signal als nicht-signifikant darstellt. Beide Methoden liefern also gleiche Ergebnisse.

Es ist bei einer Zeitreihenanalyse auf jeden Fall sinnvoll, mehrere Methoden zu verwenden, um ein Maximum an Informationen über die Zeitreihe zu erhalten und um Falschaussagen über den Inhalt der zu untersuchenden Zeitreihe zu vermeiden.

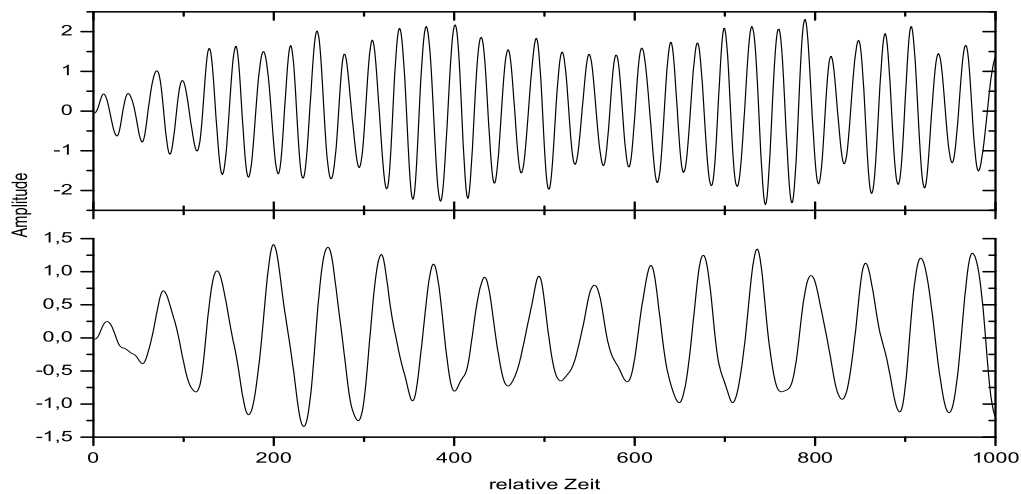


Abbildung 4.8: Einzelspektren von $x(t)$ anhand der *IIR-Filter* berechnet. Die obere Kurve zeigt die Periode 30, die untere die Periode 60.

So konnte gezeigt werden, dass anhand der vorgestellten Methoden die Eingangssignale von $x(t)$ isoliert werden konnten, desweiteren konnte anhand der *WA* und *IIR-Filter* deutlich gemacht werden, welchen Vorteil diese Methoden zu bieten haben. Wäre die Zeitreihe $x(t)$ nur anhand der *MTM* oder *MEM* analysiert worden, wäre die Abschwächung des Signals, hervorgerufen durch $\xi(t)$, nicht aufgefallen.

Kapitel 5

Dendrochronologische Untersuchungen

5.1 Einleitung

Im folgenden werden die in dieser Arbeit verwendeten Methoden der Dendrochronologie vorgestellt, welche benutzt werde, um Klimainformationen aus den Jahrringkurven der untersuchten Eichen zu gewinnen. Da die Bäume in intensivem Austausch mit der Umwelt stehen, speichern sie die Umweltbedingungen der vergangenen Zeit in Form von Jahrringen. Durch deren Vermessung wird das Klima der Vergangenheit rekonstruiert.

Die Untersuchungen beschränken sich auf drei Standorte des süddeutschen Raumes (Rhein-, Main-, und Donautal) in den Zeitabschnitten von 800, 2800 und 6200 BC. Die aus der Berechnung von Jahrringparametern (Abschnitt 5.8) erhaltenen Ergebnisse werden mit der ^{14}C -Produktion korreliert. Auf diese Weise soll ein möglicher Zusammenhang zwischen ^{14}C -Maxima und Klimaänderungen untersucht werden (Kapitel 6.2).

5.2 Material- und Standortbeschreibung

Bei denen in dieser Arbeit verwendeten Bäumen handelt es sich um subfossile Eichen und Kiefern aus Kiesgruben der Flusstäler vom Main, Rhein und der Donau. Diese Bäume sind anhand der Dendrochronologie, mit deren Hilfe die Bäume in der Jahrringchronologie (Chronologie) in den entsprechenden Zeitraum eingegliedert werden, datiert und liegen in Form einer Paradox-Datenbank vor. Die Gebiete der Probennahmen sind in Abbildung 5.1 dargestellt.

An den Eichen des Maintals wurden in den genannten Zeiträumen zusätzlich Nachmessungen vorgenommen. Ziel dieser Messungen war die Untersuchung der Frühholz-, Spätholz- und Gesamtholzringbreite. Für das Donautal und Rheintal waren keine Nachmessungen möglich, da das aus diesen Regionen vorliegenden Material ausschließlich in Form von Datenbanken vorliegt.

Die aus der Datierung resultierende Chronologie des Jahrringlabor Hohenheim reicht 12400 Jahre in die Vergangenheit zurück und erstreckt sich über das gesamte Holozän und reicht in die jüngere Dryas hinein.

5.2.1 Main

Das Gebiet der Probenentnahme vom Main umfasst ein Gebiet von ca. 350 km^2 . Die Bäume kommen aus der Umgebung der oberen Flussregion des Maintals und dem benachbarten Nebenfluss Regnitz bei Bamberg. Die Standorte der Funde sind in Abb. 5.1 gezeigt.

Die Niederschläge im Untersuchungsgebiet erreichen durchschnittlich 550-600 mm pro Jahr. Somit handelt es sich um ein verhältnismässig trockenes Gebiet. Die Höhenlage der Standorte ist zwischen 200 m NN (Schweinfurt) und 318 m NN (Nürnberg).

5.2.2 Rhein

Das Rheintal gehört zu den wärmsten Gebieten in Deutschland. Die Jahresniederschläge betragen bei Karlsruhe um 885 mm, gegen Süden (Offenburg) nehmen sie etwas zu und nehmen gegen Norden (Mannheim) wieder etwas ab (650 mm). In Heidelberg betragen die Niederschläge im Mittel 1065 mm. Die Höhenlage der Standorte beträgt zwischen 100 m NN (Speyer) und 206 m NN (Offenburg).

5.2.3 Donau

Das Donautal hat, aufgrund seiner Lage an der Schwäbischen Alb, die geringsten Niederschläge des schwäbischen Alpenvorlandes. Sie erreichen hier 700 mm pro Jahr, im Lechmündungsgebiet 650 mm. Die Höhenlage der Standorte ist zwischen 360 m NN (Ingolstadt) und 475 m NN (Ulm).

5.3 Messverfahren

Bevor die Stammscheibe vermessen wird, muss diese zur Messung vorbereitet werden. Hierfür wird die Oberfläche der Stammscheibe mit einer Rasierklinge, an mindestens 2 Radien im Abstand von 90°, entlang des Markstrahls (siehe Abb. 5.4) aufgeschnitzt. Um die Jahrringe sichtbar zu machen, wird der präparierte Bereich mit Kreide eingerieben. Dadurch erhält man ein kontrastreiches Bild, welches die Messung von feinen Jahrringstrukturen vereinfacht.

Die Messung der Ringbreiten der Stammscheiben fand an der Jahrringmessanlage im Jahrringlabor der Universität Hohenheim statt. Die Jahrringmessanlage besteht prinzipiell aus einem beweglichen Messtisch, auf welchen die Probe gelegt wird und einem Binokular. Das Binokular besitzt ein Fadenkreuzokular und ist an einen Computer mit dem Messprogramm TSAP (Time Series Analysis and Presentation, Rinntech)

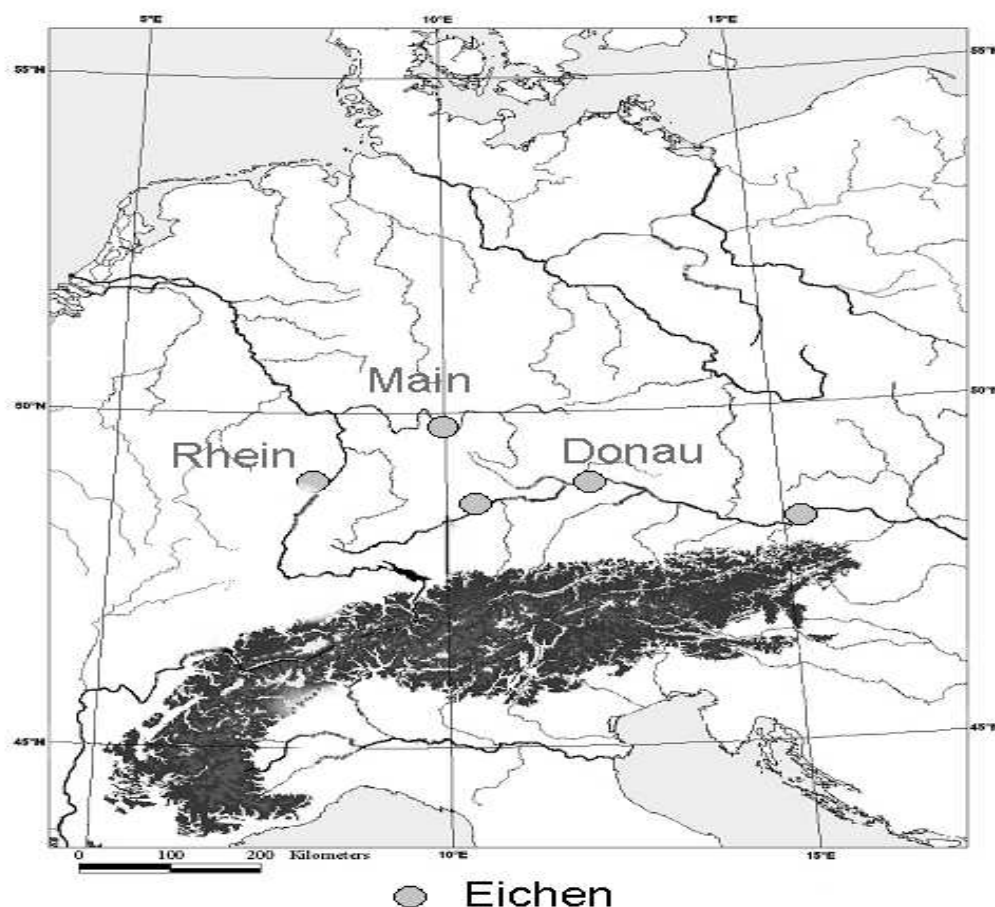


Abbildung 5.1: Übersichtsplan der Baumfundorte aus dem Rhein-, Main- und Donautal

angeschlossen. Der Messtisch wird mit Hilfe einer Kurbel von Jahrring zu Jahrring bewegt. Per Knopfdruck werden die Messpunkte markiert und vom Computer eingelesen. Die Messung erfolgt senkrecht zur Tangente des Jahrringes und wird aus statistischen Gründen, zur Gewährleistung der Homogenität einer Messung, auf mindestens zwei verschiedenen Radien einer Stammscheibe wiederholt. Die Genauigkeit der Messung beträgt 1/100 mm. Aus diesen Messungen wird eine Mittelkurve gebildet, welche in die Chronologie eingegliedert wird.

5.4 Mittlere Ringbreite und Mittelkurvenbildung

Die gemessenen Ringbreiten der Stammscheibe werden arithmetisch gemittelt (mittlere Ringbreite). Um aus den mittleren Ringbreiten verschiedener Messungen eines Zeitraums eine Mittelkurve zu bilden, müssen diese vorher normiert und trendbereinigt werden. Das geschieht aufgrund des unterschiedlichen absoluten Niveaus und Alterstrends (Abschnitt 5.5) der einzelnen Mittelkurven. Zur Trendbereinigung wird ein gleitendes Mittel, welches einer Tiefpassfilterung mit einer Bandbreite von 21 Jahren

entspricht, verwendet [Gasser, Müller 1984].

5.5 Alterstrend

Der Baum bildet in seiner Jugend breitere Jahrringe verglichen mit den Ringbreiten im hohen Alter. Mit zunehmenden Alter nimmt die Ringbreite aufgrund des größer werdenden Umfangs des Stamms ab. Der Alterstrend (Abb. 5.3 und 5.2) gliedert sich unter optimalen standörtlichen Verhältnissen in folgende Phasen: Jugendphase mit steigenden Jahrringbreiten, optimale Wachstumsphase mit Kulminationspunkt, Erwachsenen- und Altersphase, anschließend Degenerations- und Absterbephase mit kontinuierlich abnehmenden Ringbreiten [Land 2003]. Da der Alterstrend von den standörtlichen Verhältnissen abhängig ist, ist es notwendig diesen zu eliminieren, da er Schwankungen in der Chronologie hervorrufen kann, die nicht klimatisch bedingt sind [Friedrich 1996] [Land 2003].

Der Wachstumstrend wird eliminiert, in dem die Einzelsequenzen mit einem Gleitmittel von 21 oder 51 Jahren geglättet werden. Ist dies geschehen, wird die Mittelkurve zur bestehenden Chronologie hinzu gemittelt. Der Alterstrend wurde im Jahrringlabor der Universität Hohenheim mit Hilfe des Programmes *TSAP* der Firma Rinntech bereinigt.

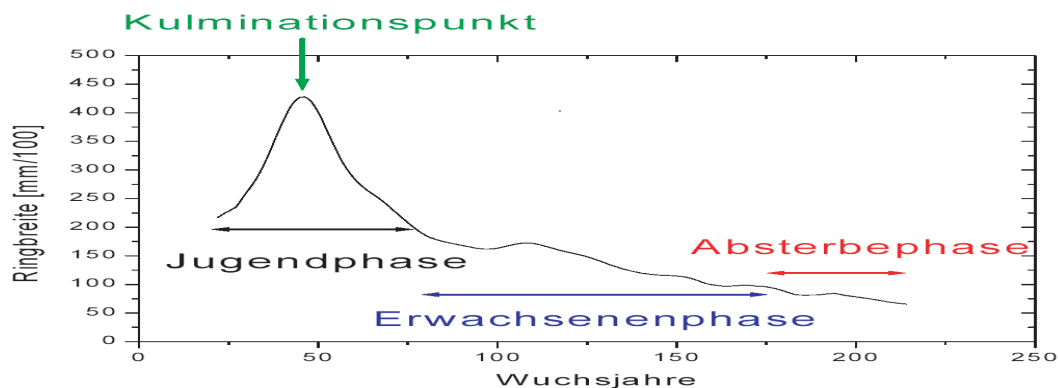


Abbildung 5.2: Darstellung des Alterstrend unterteilt in seine Verschiedenen Wachstumsphasen [Land 2003].

5.6 Chronologiebildung

Die Jahrringchronologie oder Chronologie ist eine Sequenz, bestehend aus den gemittelten Ringbreiten einzelner Bäume. Das Erstellen einer Chronologie aus vielen kurzen Einzel- oder Teilchronologien (Abb. 5.3) erfolgt durch Überinanderschlebung der Baumringsequenzen. Dabei werden die Sequenzen, mit gleicher charakteristischer Abfolge der Ringbreiten in einem bestimmten Zeitabschnitt, mit der Chronologie in Deckung gebracht. Durch Überlappung der einzelnen Baumringsequenzen entsteht letztendlich eine Chronologie über einen längeren Zeitraum als der der Teilchronologie. Eine Möglichkeit um festzustellen, ob die übereinandergelagerten Teilchronologien zueinander

passen, ist der t-Test. Dies ist ein statistisches Verfahren zur Bestimmung der Ähnlichkeit zweier Jahrringkurven [Schweingruber 1983]:

$$t = |r| \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (5.1)$$

wobei r der Korrelationskoeffizient ist (Def. in Abschnitt 5.8.3). Der t-Test wurde nach den Messungen mit einer internen Funktion des Messprogramms *TSAP* vor Ort durchgeführt.

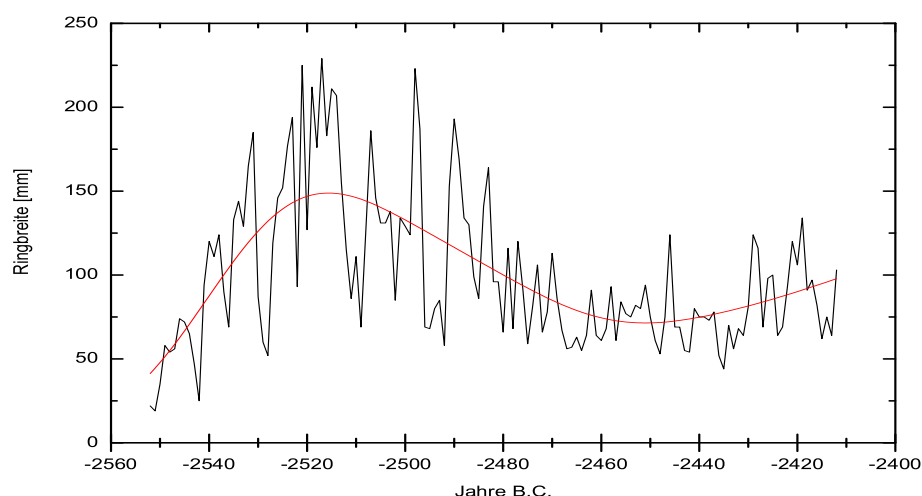


Abbildung 5.3: Ringbreitensequenz eines Baumes. Die rote Kurve stellt ein 21 Jahre-Mittel zur Verdeutlichung des Alters- oder Wachstumstrend des Baumes dar.

5.7 Frühholz (FH) und Spätholz (SH)

Der Jahrring lässt sich in Frühholz und Spätholz unterteilen (Abb. 5.4). Durch diese Unterteilung ist es möglich, genauere Informationen über Klima- und Wachstumsbedingungen der Bäume zu erhalten.

Die Bildung des Frühholzes bei Eichen ist mit Beginn der Blattentfaltung abgeschlossen, daher ist davon auszugehen, dass sich das Frühholz aus den Nahrungsrreserven des Vorjahres gebildet hat. Die Bildung des Spätholzes hingegen beginnt mit der Photosynthese. Damit setzt das Dickenwachstum der Stämme in unseren Breiten Anfang Mai ein und dauert bis Ende August [Land 2003]. Aufgrund dessen lassen sich im Spätholz Hinweise auf die Klimaverhältnisse, insbesondere die Sommertemperatur, des laufenden Jahres finden.

Land [2003] hat bei FH-SH Untersuchungen rezenter Eichen festgestellt, dass kein Unterschied des Wachstumsverlauf zwischen der Spätholzringbreite und der Gesamtholzringbreite der untersuchten Eichen besteht. Die Frühholzringbreite hingegen verläuft

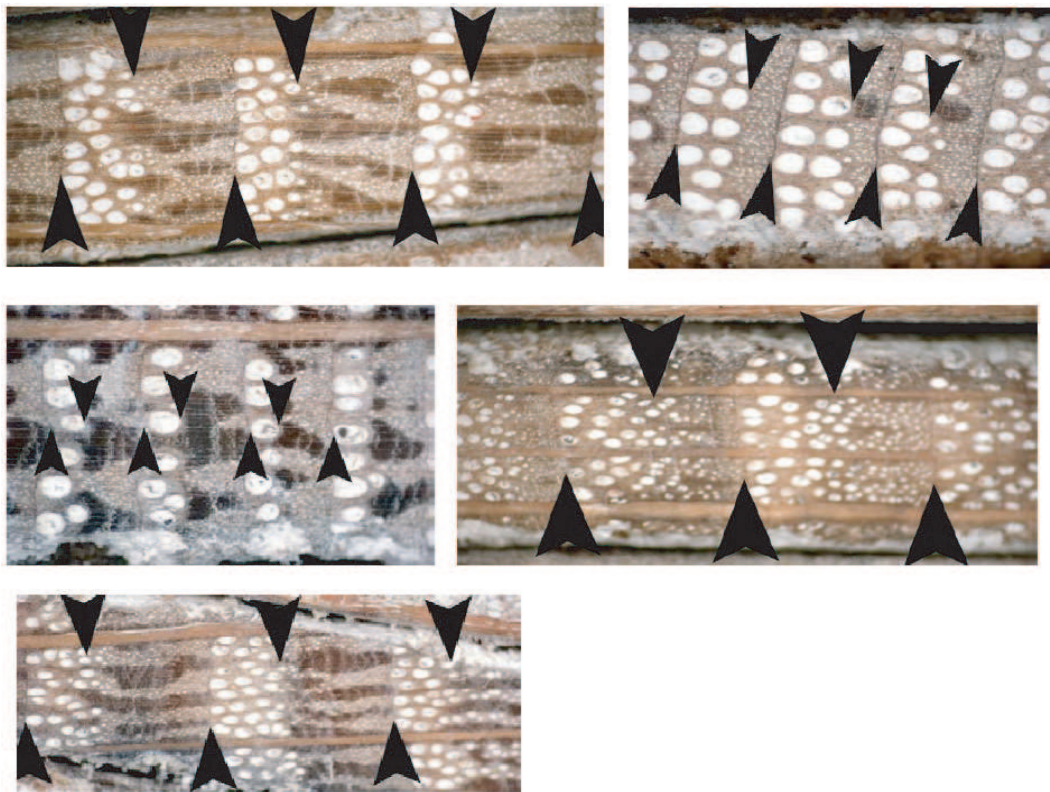


Abbildung 5.4: Verlauf von Frühholz und Spätholz gekennzeichnet durch die Schwarze Pfeile. Die dicken Poren kennzeichnen das Frühholz, die dünnen das Spätholz. Deutlich sind die Markstrahlen (Waagrechte "Linien") erkennbar. Die Bilder wurden mit 20 – 30-facher Vergrößerung aufgenommen. [Land 2003]

nach anfänglichem Anstieg bis zum Kolimationspunkt relative linear [Land 2003]. In Abbildung 5.5 ist der Verlauf von Gesamtholz- und Spätholzchronologie für das Maintal im untersuchten Zeitraum um 800 B.C. dargestellt. Der hieraus resultierende Korrelationskoeffizient ist in Tabelle 5.1 angegeben. Das Ergebnis bestätigt den von Land [2003] gefundenen Zusammenhang zwischen Spätholz- und Gesamtholzringbreite. Aufgrund dessen basiert die Diskussion der Ergebnisse in Kapitel 6.2 auf der Bildung der Jahrringparameter aus den Gesamttringholzbreiten.

Main	Korrelationskoeffizient	p-Wert
800 B.C.	0,9078	0,01
2800 B.C.	0,9608	0,01
6200 B.C.	0,9127	0,01

Tabelle 5.1: Korrelationskoeffizienten zwischen Gesamtholz und Spätholz im Maintal

Eine wichtige Größe, die aus der Messung von Früh- und Spätholz resultiert, ist das FH/SH-Verhältnis. Anhand dieses Verhältnisses können Aussage über die Beschaffenheit des untersuchten Standorts (Handelt es sich um einen feuchten, trockenen oder

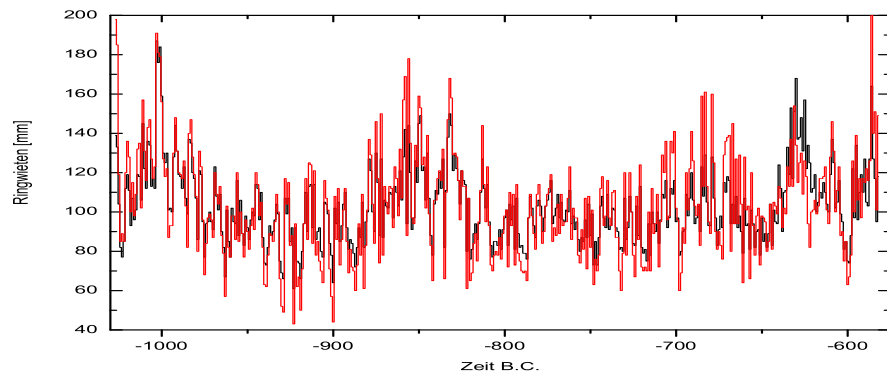


Abbildung 5.5: Darstellung der Spätholz- (rot) und Gesamtholzkurve (schwarz) aus dem Maintal um 800 B.C.. Unterschiede zwischen dem Haupttrend der beiden Kurven sind nicht erkennbar, was durch den Korrelationskoeffizienten in Tab. 5.1 bestätigt wird.

ausgeglichenen Standort?) und Aussagen über den Temperaturverlauf (kalt/warm) des untersuchten Zeitraumes getroffen werden. Das FH/SH-Verhältnis einer Chronologie wird aus der Mittelkurve der trendbereinigten Verhältnisse der Einzelkurven gebildet. Verhältnisse bis Eins sind als feuchte Standorte zu interpretieren, da der SH-Anteil überwiegt. Ein Verhältnis größer als Eins weist, aufgrund des geringer werdenden Spätholzanteils, auf einen trockenen Standort hin. Zusätzlich kann ein Verhältnis über Eins als niedrigere Temperatur interpretiert werden, während ein Verhältnis über Eins auf eine höhere Temperatur hinweist [Land 2003].

In Abbildung 5.6 ist das Verhältnis zwischen Frühholz und Spätholz für einen Teil der Eichenchronologie vom Main im untersuchten Zeitraum des 8K-Events dargestellt. Deutlich ist das Kälteereignis um 6250 B.C. erkennbar (siehe 6.2.3).

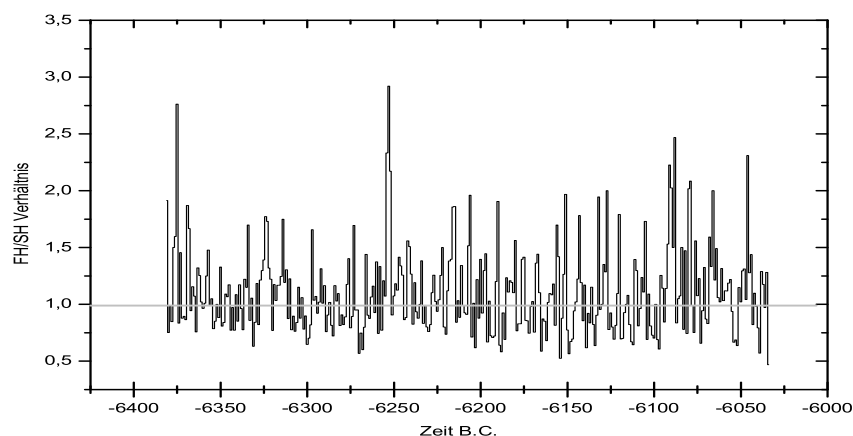


Abbildung 5.6: Frühholz-Spätholz Verhältnis für Eichen aus dem Main im Zeitraum des 8K-Events. Deutlich ist der Einbruch der Temperatur um 6250 BC in Form eines hohen FH/SH-Verhältnisses erkennbar.

5.8 Jahrringparameter

In diesem Kapitel werden die statistischen Verfahren zur Untersuchung der Jahrringchronologien vorgestellt. Bei diesen Methoden handelt es sich um die Mean Sensitivity (*MS*), mittlere Gleichläufigkeit (*Glk*), Korrelation, Autokorrelation (*AC*), Schwankungsquotient *Q* und die mittlere Belegung. Für die Berechnung der Jahrringparameter wurde in MatLab Skripte erstellt, deren Beschreibung, Voraussetzungen zur Berechnung und Anforderungen an das zu verwendende Datenformat in Anhang B nachzulesen sind.

5.8.1 Mean Sensitivity (*MS*)

Die *MS* ist ein Änderungsmaß, welches die Veränderungen zwischen zwei aufeinander folgenden Werten einer Zeitreihe ausdrückt. Die *MS* wird in Prozent angegeben. Üblicherweise wird die *MS* in einem Fenster von 21 Jahren gerechnet und kann sowohl auf die Rohwerte als auch auf die normierten Werte angewendet werden. Die *MS* wird wie folgt berechnet [Fritts 1976]:

$$msx = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{i=n-1} \left| \frac{2 \cdot (x_{i+1} - x_i)}{(x_{i+1} + x_i)} \right| \quad (5.2)$$

Über die *MS* wird festgestellt, in welchen Maße das Wachstum des zu untersuchenden Materials bestimmter Standorte von Umweltfaktoren beeinflusst wird. Zudem können die Perioden mit starken oder ausgeglichenen Wachstumsverhältnissen ausgemacht werden. Bei starken Schwankungen im Wachstum weist die Kurve der *MS* starke Schwankungen auf, bei gleichmäßigen Wachstum ist die Varianz der *MS* geringer. Die Sensitivität der untersuchten Kurve bezieht sich auf das Intervall oder Fenster, in dem die *MS* berechnet wurde.

5.8.2 Mittlere Gleichläufigkeit (*Glk*)

Die *Glk* ist ein Maß zum Vergleich von zwei Zeitreihen. Hierbei werden zwei aufeinander folgende Zeitpunkte nur auf die Tendenz der Wertezu- oder -abnahme beurteilt. Die gesamte Gleichläufigkeit über alle Intervalle ist ein Maß für die Ähnlichkeit der Intervalltendenzen von zwei Kurven. Der Wert wird üblicherweise in Prozent angegeben. Für die Gleichläufigkeit gelten die folgenden Definitionen [Schweingruber 1983]:

$\Delta_i = (x_{i+1} - x_i)$ für: $\Delta_i > 0 \Rightarrow G_{ix} = +0,5$

$\Delta_i = 0 \Rightarrow G_{ix} = 0$

$\Delta_i < 0 \Rightarrow G_{ix} = -0,5$

Daraus folgt für die *Glk*:

$$G_{(x,y)} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} |G_{ix} + G_{iy}| \quad (5.3)$$

Dabei sind x_i, y_i die zu vergleichenden Zeitreihen zum Zeitpunkt i und G_{ix}, G_{iy} deren Gleichläufigkeiten.

Ein Vergleich aller Kurven innerhalb eines Standorts eines Zeitraumes liefert ein Maß über die Homogenität des untersuchten Standorts. Die mittlere Gleichläufigkeit wird in der Dendrochronologie erst ab einer Belegung von mindestens 6 Bäumen berechnet.

5.8.3 Korrelation

Die Korrelation beschreibt den Zusammenhang zweier Vektoren über den Korrelationskoeffizienten r und der Wahrscheinlichkeit p , welche besagt, mit welcher Wahrscheinlichkeit die zu vergleichenden Vektoren nicht korreliert sind. Dabei nimmt die statistische Zuverlässigkeit mit steigendem p -Wert ab und mit kleiner werdenden p -Wert zu.

r kann Werte zwischen $+1$ und -1 annehmen. Ist r positiv, so sind die beiden zu vergleichenden Vektoren gleichläufig. Umgekehrt sind die Vektoren gegenläufig, wenn r negativ ist. Bei $r = 0$ gibt es keinen statistischen Zusammenhang zwischen den Vektoren.

Für den Vergleich zweier Vektoren x und y ist r wie folgt definiert:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (5.4)$$

Hier sind \bar{x} und \bar{y} die Mittelwerte von x_i bzw. y_i .

5.8.4 Autokorrelation (AC)

Ein wichtiges Hilfsmittel zur Beurteilung der Eigenschaften einer Zeitreihe ist die Autokorrelation. Die AC gibt dabei den Zusammenhang zwischen Beobachtungsdaten, die einen bestimmten zeitlichen Abstand zueinander haben, an. So ist die Autokorrelation zum "lag" 1 (Zeitverschiebung um 1) ein Maß für den Zusammenhang von x_t und x_{t+1} und die zum "lag" 2 ein Maß für den Zusammenhang von x_t und x_{t+2} usw..

Die Autokorrelation zum lag k wird definiert als:

$$ac(k) = \sum_{t=1}^{n-k} \frac{(x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x})}{\sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x})^2} = ac(-k) \quad (5.5)$$

Für $k = 0$ ist $ac(k)$ die Varianz der Zeitreihe x_t .

5.8.5 Schwankungsquotient Q

Der Schwankungsquotient Q ist das Verhältnis der MS der gesamten Chronologie zu der durchschnittlichen MS der Einzelbäume. Damit ist Q wie folgt definiert:

$$Q = \frac{MS_{Chr}}{MS_{EB}} \quad (5.6)$$

Q ist also ein Maß für die Übereinstimmung der Schwankungen der Chronologie und der Einzelkurven.

Für die Dendrochronologie ist der Schwankungsquotient Q deshalb von Bedeutung, weil bei einer Annäherung von Q gegen Eins eine gemeinsame Prägung des Jahrringwachstums vorhanden ist [Fürst 1963] [Horstmann 1984]. Das bedeutet, dass das Jahrringwachstum von großräumigen Faktoren wie dem Klima beeinflusst wurde. Umgekehrt geht Q gegen Null, wenn viele verschiedenen Faktoren gleichermaßen einen Einfluss ausüben. Das ist beispielsweise bei ozeanisch getönten Klimaten der Fall [Friedrich 1996].

5.8.6 Mittlere Belegungsdichte

Die Belegungsdichte ist ein Maß für die Anzahl der Proben in einem bestimmten Zeitraum. Soll eine Chronologie zu statistischen Zwecken verwendet werden, so muss diese aus mindestens $n = 10$ Bäumen bestehen. Die optimale Zahl n , bei der statistische Untersuchungen eine ausreichende Aussagekraft haben, ist $n = 13$ [Schweingruber et al. 1990].

Die untere Grenze für die Belegung wird wie folgt berechnet [Schweingruber et al. 1990]:

$$N = \frac{1}{2} + \frac{0,5}{n} + z\sqrt{\frac{0.25}{n}} \quad (5.7)$$

Hierbei ist n die Anzahl der Sequenzen und $z = 3,291$ steht für eine Signifikanz von 99%.

Kapitel 6

Diskussion der Ergebnisse

Das Kapitel ist in zwei Abschnitte aufgeteilt: Im ersten Teil werden die Ergebnisse der Spektralanalyse an $\Delta^{14}C$ (INTCAL04, [Reimer et al. 2004]) vorgestellt und diskutiert. Anschließend folgt in Abschnitt 6.2 die Diskussion der Ergebnisse der gerechneten Jahrringparameter aus den untersuchten Flusstälern und deren Vergleich mit der ^{14}C -Produktion.

6.1 Ergebnisse der Spektralanalyse

6.1.1 Ergebnisse der *MEM* und der *MTM*

Mittels der *SSA*-Methode wurde $\Delta^{14}C$ vom Langzeittrend und von hochfrequenten Anteilen (Rauschen) befreit. Dabei wurde $\Delta^{14}C$ in ein Fenster von 1500 Jahren eingebettet und über die Eigenwerte 3 bis 30 rekonstruiert. Auf diese Zeitreihe werden die in Kapitel 4 vorgestellten Verfahren angewendet. Über die Einbettungslänge wird die maximal detektierbare Periodenlänge, hier 1500 Jahren, festgelegt (siehe Kapitel 4.1).

Die Analyse von $\Delta^{14}C$ anhand der *MEM* und *MTM* wurde mit den folgenden Einstellungen vorgenommen: Für die Untersuchung mit der *MEM* wurde die "MEM-Order" auf 50 gesetzt um eine hohe Auflösung des Spektrum zu erhalten. Für die Untersuchung anhand der *MTM* wurde die Anzahl der Taper *K* auf 3 und die spektrale Auflösung *p* ebenfalls auf 3 gesetzt.

In Abb. 6.1 und 6.2 sind die Ergebnisse der Analyse von $\Delta^{14}C$ anhand der *MEM*- und *MTM*-Methode dargestellt. Das Spektrum der *MEM* enthält Perioden von 87, 105, 129, 156, 210, 370 und 805 Jahren. Im Spektrum der *MTM* sind diese Perioden feiner aufgespalten. Deutlich treten die Perioden von 88, 105, 123, 163 und 170 Jahren hervor. Danach folgt ein breites Band mit den Perioden von 190 bis 953 Jahren. Abb. 6.3 zeigt einen Vergleich zwischen dem *MEM* und dem *MTM* Spektrum, in dem die identische Grundstruktur beider Spektralzerlegungen erkennbar wird. Im Gegensatz zum *MEM* Spektrum sind die Hauptperioden des *MTM* Spektrums jedoch in feine Seitenbänder aufgespalten. Der Grad der Aufspaltung der Seitenbänder hängt von der Anzahl der Taper, die zur Berechnung des Spektrums verwendet werden, ab.

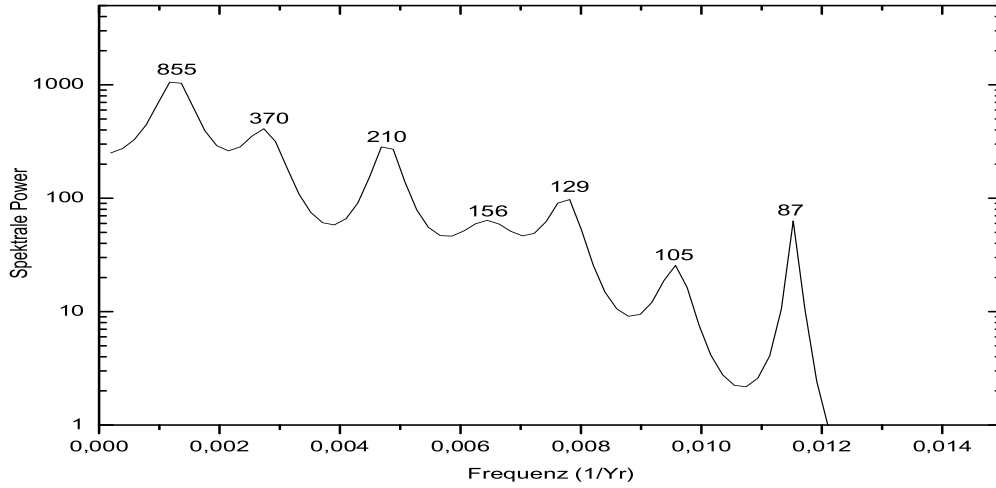


Abbildung 6.1: MEM-Spektrum des gefilterten $\Delta^{14}\text{C}$ Datensatzes. Über den Peaks sind die Perioden in Jahren aufgetragen. Die "MEM-Order" wurde auf 50 gesetzt.

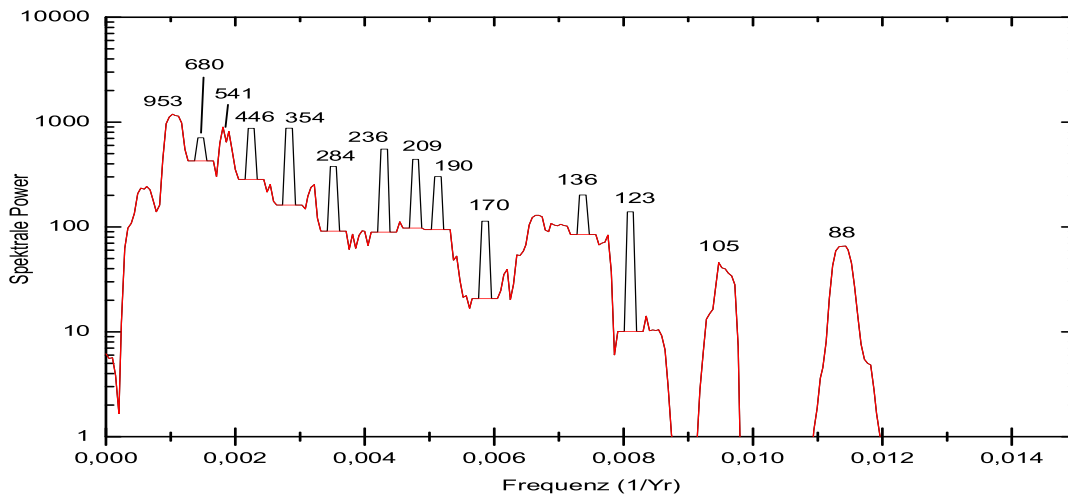


Abbildung 6.2: MTM-Spektrum des gefilterten $\Delta^{14}\text{C}$ Datensatzes. Zur Berechnung des Spektrums wurden 3 Taper verwendet. Die spektrale Auflösung wurde auf 3 gesetzt. Die hier dargestellten Zyklen sind zu 95% signifikant. Die rote Kurve stellt das regenerierte Spektrum dar, in dem kein Beitrag des harmonischen Spektrums enthalten ist [Thomson 1982]. Die schwarzen Peaks sind Komponenten des Spektrums, die periodischen Signalen zugeordnet werden. Über den Peaks sind die Perioden in Jahren aufgetragen.

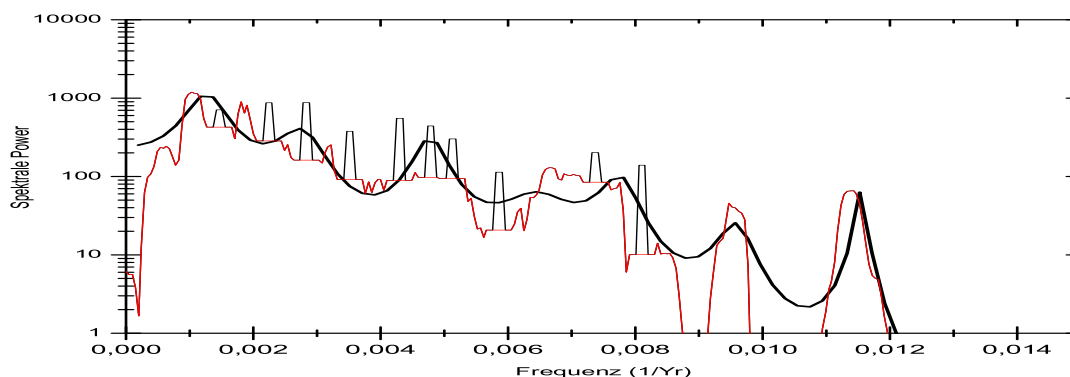


Abbildung 6.3: Der Vergleich von MEM und MTM Spektrum zeigt deutlich, dass die Grundstrukturen der beiden Spektren identisch sind. Im Gegensatz zum MEM Spektrum sind jedoch die Hauptperioden des MTM Spektrums in feine Seitenbänder aufgespalten.

Die Spektren der MEM und MTM des untersuchten $\Delta^{14}\text{C}$ Datensatzes zeigen zwei Zyklen, die der variablen Sonne zugeordnet werden: den 88 und 210 Jahre Zyklus [Stuiver, Braziunas 1993]; [Peristykh, Damon 2003]. Diese Aussage wird dadurch gestützt, dass die beiden Zyklen ebenfalls im Frequenzspektrum der ^{10}Be Daten gefunden wurden [Muscheler 2000].

Der 88 Jahre Zyklus wurde von Gleissberg entdeckt und beobachtet. Gleissberg zeigte, dass der 88 Jahre Zyklus den 11 Jahre Zyklus moduliert [Gleissberg 1958]. In der Arbeit von [Peristykh, Damon 2003] wird der 88 Jahre Zyklus ausführlich diskutiert. Die Autoren analysierten den $\Delta^{14}\text{C}$ Datensatz "INTCAL98" [Stuiver et al. 1998] anhand von digitalen Filtern (IIR-Filter) und isolierten den Gleissberg Zyklus mit einer Periode von 87,6 Jahren mit einer mittleren Amplitude von 1 ‰ (in $\Delta^{14}\text{C}$ Einheiten).

Die im Frequenzspektrum von $\Delta^{14}\text{C}$ anhand der MTM-Methode gefundene Periodizität von 950 Jahre wird, da diese Periode im ^{10}Be ebenfalls detektiert wurde [Muscheler 2000], dem solaren Antrieb zugeordnet. Desweiteren wird im MTM-Spektrum von $\Delta^{14}\text{C}$ eine Periode von ca. 550 Jahren identifiziert. Eine Periode von gleicher Länge wird ebenfalls im Frequenzspektrum von ^{10}Be gefunden, so dass die Vermutung nahe liegt, dass dieser Zyklus ebenfalls solaren Ursprungs ist. Jedoch wurde von Stuiver et al. [1993] bereits die Vermutung geäußert, dass diese Periodizität klimatischen Ursprungs sein könnte.

Neuere Arbeiten von [Chapman, Shackleton 2000] und [Roth, Reijmer 2005], welche Tiefsee-Sedimentkerne südwestlich von Island (Gardar Drift) bzw. aus der "Großen Bahama Bank" untersucht haben, zeigen, dass ein Zusammenhang zwischen 500 Jahre Zyklus, thermohaliner Zirkulation und atmosphärischen Prozessen zu bestehen scheint. Da der 500 Jahre Zyklus auch im $\Delta^{14}\text{C}$ detektiert wurde, könnte die solare Aktivität der Auslöser für diesen Zyklus gewesen sein.

Die Untersuchung der Änderungen der Tiefenwasser-Bildung in der Jüngeren Dryas (YD) an ^{10}Be und ^{14}C Datensätzen durch Muscheler et al. [2000] ergaben, dass Ände-

rungen in der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration im frühen Holozän auf einer Zeitskala kürzer als 500 Jahre, den Änderungen in der ^{14}C -Produktion zugeschrieben werden können. Daher kann die Periodizität von 350 Jahren im *MTM*-Spektrum und von 370 Jahren im *MEM*-Spektrum der variablen Sonne zugeschrieben werden, zumal diese Periodizitäten vermutlich eine 4-fache Überlagerung des 88 Jahre Zyklus darstellen.

6.1.2 Ergebnisse der digitalen Bandpassfilter

Um eine örtliche Auflösung der in 6.1.1 Diskutierten Frequenzen zu erhalten, wird $\Delta^{14}\text{C}$ anhand digitaler Bandpassfilter *IIR* genauer untersucht. Für diese Untersuchung werden die Perioden von 88, 210, 500 und 950 Jahren ausgewählt. Die Wahl dieser Perioden liegt darin begründet, dass diese Perioden ebenfalls in ^{10}Be und in den Daten von Tiefsee-Sedimenten ([Chapman, Shackleton 2000]) detektiert wurden. Letzt genanntes Archiv gilt als Proxy für die Tiefenwasserbildung im Nord-Atlantik (NADW).

Das *IIR*-Filter wurde auf Anregung der Arbeit von Peristykh und Damon verwendet [Peristykh, Damon 2003]. Die Bandpassfilter wurden in den Bereichen von 80-95, 166-241, 400-600 und 800-1000 Jahre erstellt. Die Wahl der verwendeten Filter-Bänder wurde anhand der in Abschnitt 6.1.1 durchgeführte Frequenzanalyse getroffen. In Tab. 6.1 sind die Parameter der einzelnen Bandpassfilter aufgelistet. Das Ergebnis ist in Abb. 6.4 dargestellt. Die Maxima der gefilterten $\Delta^{14}\text{C}$ Signale sind in Tab. 6.2 aufgelistet.

Periode in Jahren	Bandpass
88	(79) 80-95 (97)
210	(131) 166-241 (312)
500	(325) 400-600 (794)
950	(680) 800-1000 (1250)

Tabelle 6.1: *Parameter der einzelnen IIR Bandpassfilter. Die Werte in Klammern stellen das obere bzw. untere Stopband der jeweiligen Filter dar.*

Vier Signale, mit einer Periodizität von 88, 210, 500 und 950 Jahren, wurden mit den digitalen Bandpassfiltern aus dem trendbereinigten $\Delta^{14}\text{C}$ Signal isoliert (Abb. 6.4). Die Amplitude der gefilterten $\Delta^{14}\text{C}$ Signale sinkt ab der Periode von 500 Jahren mit steigender Frequenz. Dieser Effekt resultiert aus der Tatsache, dass $\Delta^{14}\text{C}$ zu höheren Frequenzen hin gedämpft ist.

Es ist erkennbar, dass der Verlauf des 950 Jahre Zyklus im frühen Holozän (12500 - 9000 B.P.) den Charakter einer gedämpften Schwingung aufweist. Die Existenz dieses Zykluses in Messdaten aus Tiefseesedimenten (Gardar Drift) impliziert, dass seine Ursache in einer Änderung der NADW liegen und von der solaren Variabilität getriggert wurden sein könnte [Chapman, Shackleton 2000]. Die Erhöhung von $\Delta^{14}\text{C}$ am Anfang der YD ist ein Hinweis auf eine Änderung in der NADW, welche sich in Folge einer Reduzierung der ^{14}C Aufnahme im Ozean widerspiegelt [Muscheler et al. 2000]. Daher könnte die erhöhte Amplitude des 950 Jahre Zyklus aus der NADW resultieren, was die Abschwächung dieses Zyklus im Verlauf des Holozän erklären könnte.

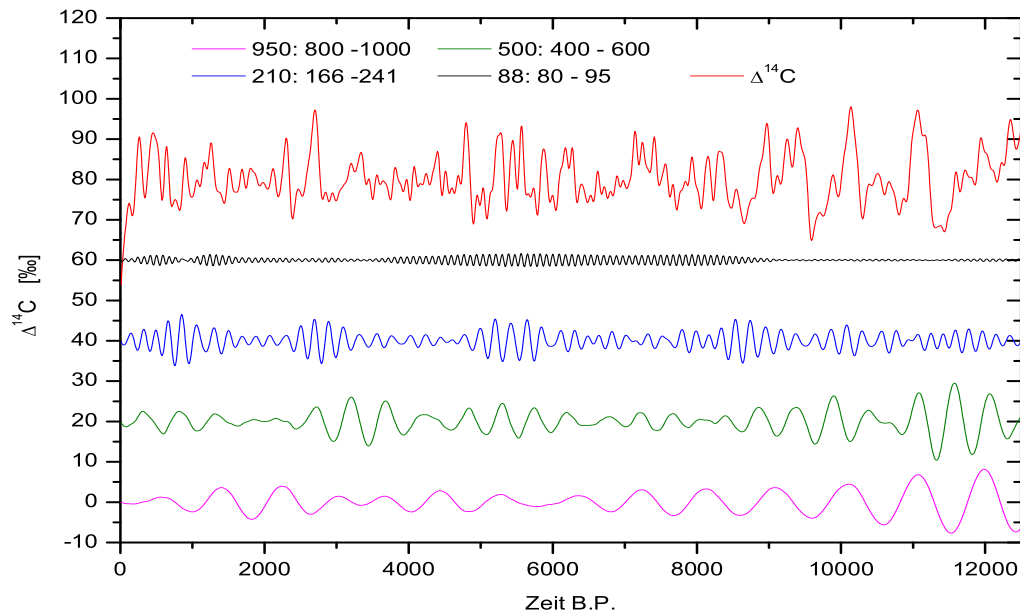


Abbildung 6.4: Trendbereinigter $\Delta^{14}\text{C}$ Datensatz (obere Kurve) und gefilterte $\Delta^{14}\text{C}$ Signale (untere Kurven). Von oben nach unten sind hier die Signale mit Periodizitäten von 88, 210, 500 und 950 Jahren dargestellt.

Der 500 Jahre Zyklus ist im Bereich von 12000 - 9000 B.P. am stärksten ausgeprägt und weist um 3000 B.P. noch einmal ein Maximum auf. Für die im frühen Holozän anfänglich ausgeprägte Amplitude der 500 Jahre Periodizität gilt die gleiche Argumentation wie für den 950 Jahre Zyklus [Chapman, Shackleton 2000] [Muscheler et al. 2000] [Roth, Reijmer 2005].

Somit scheint sich die Vermutung von Stuiver et al. [1995] zu bestätigen, welche bereits die Vermutung äußerten, dass die Zyklen von 500 und 950 Jahre die Folge einer Änderung der Tiefenwasserbildung im Nord-Atlantik sind, welche von der Sonne getriggert wurden.

Der 210 Jahre Zyklus hat deutlich den Charakter einer Schwebung mit einer Periode von ca. 2000 Jahren, die diesen Zyklus vermutlich moduliert. Da $\Delta^{14}\text{C}$ mit einer Fensterlänge von 1500 Jahren gefiltert wurde (siehe oben), konnte keine Periodizität von 2000 Jahre detektiert werden. Die Tatsache, dass Muscheler [2000] im ^{10}Be einen Zyklus von 2200 Jahren gefunden hat, lässt vermuten, dass die solare Aktivität den 2000 Jahre Zyklus moduliert. Der 88 Jahre Zyklus dagegen konzentriert sich hauptsächlich auf den Zeitraum von 4000 - 9000 B.P. und deckt sich mit dem Ergebnis der Arbeit von Peristiykh & Damon [2003].

6.1.3 Ergebnisse der Wavelet-Analyse

In diesem Abschnitt wird $\Delta^{14}\text{C}$ anhand der Wavelet-Analyse diskutiert. Da in Abschnitt 6.1.2 $\Delta^{14}\text{C}$ bereits anhand digitaler Bandpassfilter analysiert und die Ergebnis-

Periode/Jahren	Zeitraum/Jahren B.C.
88	500, 1250 und 3500 – 9000
210	750, 2750, 5500, und 8500
500	500, 3250, 5250 und 10000 – 11500
950	2000 und 6500 – 12000

Tabelle 6.2: Zeiträume der Maxima der 4 isolierten Signale der gefilterten $\Delta^{14}C$ Daten.

se diskutiert wurden, stellt sich die Frage, warum eine zweite Methoden heran gezogen wird und welche neuen Informationen durch diese Methoden gewonnen werden. Daher werden an dieser Stelle die Unterschiede dieser beiden Methoden erörtert. Eine genaue Beschreibung beider Methoden ist in Kapitel 4 gegeben.

Der Vorteil der Zeitreihenanalyse anhand von Wavelets gegenüber der Analyse mit digitalen Bandpassfiltern besteht in der geringen Komplexität der Analyse (nicht zu verwechseln mit der mathematischen Beschreibung) und der zeitlichen Lokalität des Mutter- (bzw. Basis-) Wavelets. Bei der Waveletanalyse wird das Mutter-Wavelet mit dem Eingangssignal gefaltet. Dabei wird das Signal in einen Zeit- und einen Frequenzanteil zerlegt (siehe Kapitel 4.4) und führt zu den in diesem Kapitel dargestellten Frequenz-Zeit-Spektren.

Das Spektrum der Bandpassfilterung zeigt einzelne, aus dem $\Delta^{14}C$ isolierte Signale. Diese Darstellung ist auf dem ersten Blick übersichtlicher, verglichen mit dem kontinuierlichen Spektrum der Waveletanalyse, da das Verhalten der gefilterten $\Delta^{14}C$ Signale direkt studiert werden kann. Im Waveletspektrum wird $\Delta^{14}C$ anhand eines Farbpegels dargestellt, wobei die Farben die unterschiedlichen Signifikanzen des Spektrums repräsentieren (Blau repräsentiert hier das schwächste Signal, dunkelrot das stärkste; vergl. Abb. 6.5 und Abb. 6.6). Perioden mit einer Konfidenz von 95 % sind zusätzlich durch weiße Umrisslinien gekennzeichneten.

In den Abbildungen 6.5 und 6.6 sind die Ergebnisse der Wavelet-Analyse dargestellt. Es wurden hier jeweils das Morlet- und Paul-Wavelet zur Untersuchung des trendbereinigten $\Delta^{14}C$ Datensatzes verwendet. Das Paul-Wavelet wird zur Analyse von $\Delta^{14}C$ hinzu gezogen, da der 88 Jahre Zyklus anhand des Morlet-Wavelets als nicht signifikant dargestellt wird.

Das Paul-Wavelet hat, im Gegensatz zum Morlet-Wavelet, eine höhere Frequenzauflösung. Dagegen ist die Ortsauflösung des Morlet-Wavelets höher als die des Paul-Wavelets. Daher werden die Frequenzen im Spektrum des Paul-Wavelets als schmale kontinuierliche Streifen dargestellt, während die Ortsauflösung schärfer wird. Im Spektrum des Morlet-Wavelets dagegen wird die Frequenzauflösung schärfer, während die Ortsauflösung kontinuierlich wird.

Die Zeiträume der signifikanten Perioden der beiden Analysen sind in Tab. 6.3 und Tab. 6.4 aufgelistet. Zur Wavelet-Analyse wurde ein von C. Torrence zur Verfügung gestelltes MatLab-Skript verwendet [<http://paos.colorado.edu/research/wavelets/software.html>] [Torrence, Compo 1998].

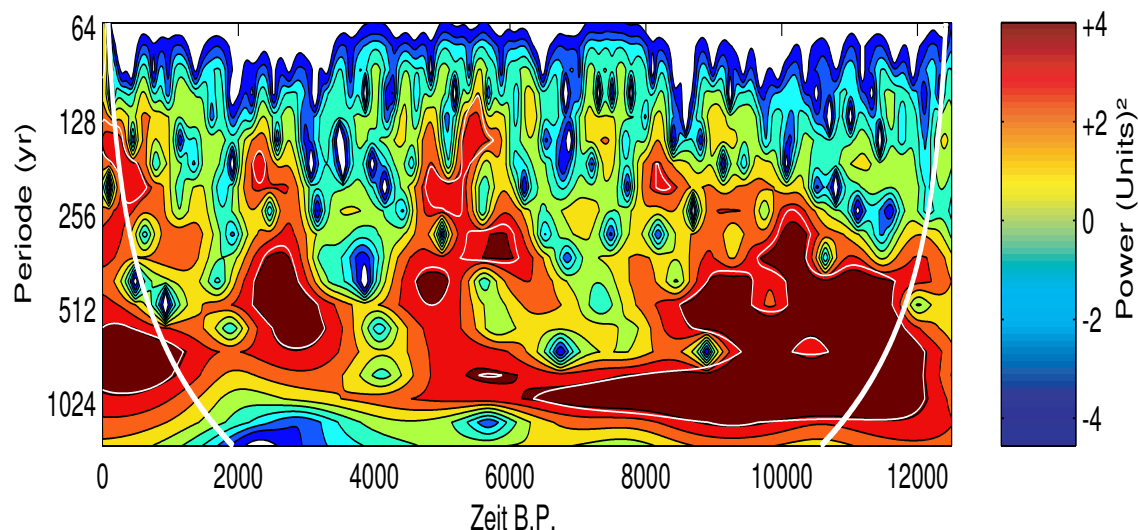


Abbildung 6.5: Morlet-Wavelet-Spektrum der $\Delta^{14}\text{C}$ -Analyse. Die durch weiße Umrislinien gekennzeichneten, roten Flächen stellen das 95%-Signifikanzintervall dar. In Tabelle 6.3 sind die Zeiträume der Perioden von 950, 500 und 210 Jahren aufgelistet.

Periode	Zeitraum in Jahre B.P.
210 Jahre	500 – 1000, 2250, 4500 – 5500 und 8500
500 Jahre	2000 – 3000, 5000, 8500 – 9500 und 10000 – 11500
950 Jahre	6000 – 11000

Tabelle 6.3: Anhand des Morlet-Wavelet gefundene Perioden und deren Zeiträume. In den genannten Zeiträumen sind die Perioden zu 95 % signifikant.

Die Ergebnisse der Wavelet-Analyse bestätigen die Ergebnisse der Bandpassfilterung. Deutlich ist die starke Präsenz der Zyklen von 210, 500 und 950 Jahre im frühen Holozän erkennbar. Desweiteren sticht die Periodizität des 210 Jahre Zyklus, von ca. 2000 Jahren, im Spektrum des Paul-Wavelets heraus. Auch das Auftreten des 88 Jahre Zyklus in der Mitte des Holozäns wird anhand des Paul-Wavelets bestätigt.

Zudem ist in beiden Waveletspektren erkennbar, dass das anhand der *MTM* gefundene Frequenzband von 190-680 Jahren im frühen Holozän angesiedelt ist. Demnach scheint der Zeitraum von 12.000 bis 8.500 von den in diesem Kapitel diskutierten Frequenzen (ausgenommen der 88 Jahre Zyklus) dominiert zu sein.

Abschließend kann gesagt werden, dass der Vorteil der Wavelet-Analyse gegenüber der Bandpassfilterung darin besteht, dass das Wavelet-Spektrum eine komplette Übersicht über alle vorhandenen Frequenzen und deren Signifikanz der hier untersuchten Zeitreihe von $\Delta^{14}\text{C}$ gibt. Es ist sicherlich nicht verkehrt, den zu untersuchenden Datensatz zuvor anhand der Wavelet-Analyse zu untersuchen, und dann spezifische Perioden zur genaueren Untersuchung auszuwählen.

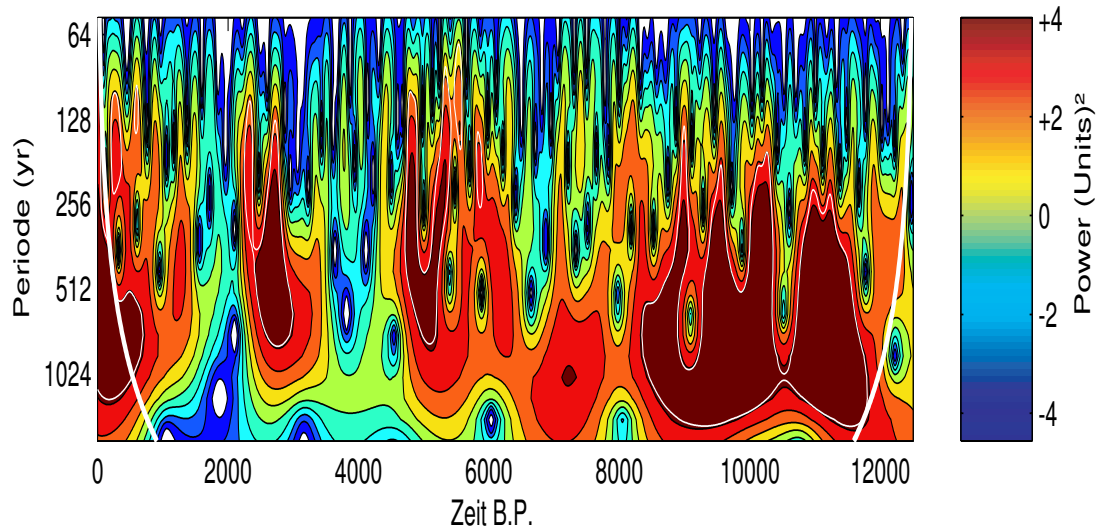


Abbildung 6.6: *Paul-Wavelet-Spektrum der $\Delta^{14}\text{C}$ -Analyse. Das 95%-Signifikanzintervall ist durch weiße Umrisslinien gekennzeichnet. In Tabelle 6.4 sind die Zeiträume der Perioden von 950, 500, 210 und 88 Jahren aufgelistet.*

Periode	Zeitraum in Jahre B.P.
88 Jahre	5250 und 5500
210 Jahre	500, 2250, 5000, 5500, 6000, 9500 und 10000 – 10250
500 Jahre	2500–3000, 4750–5250, 8750–9000, 9500–9750, 10000–10250 und 11000–11750
950 Jahre	8500 – 9000, 9250 – 10500, 10750 – 11750

Tabelle 6.4: *Anhand des Paul-Wavelet gefundene Perioden und deren Zeiträume. In den genannten Zeiträumen sind die Perioden, bis auf den 88 Jahre Zyklus mit einer Signifikanz 65%, zu 95 % signifikant. Der 88 Jahre Zyklus ist hier nur .*

6.2 Ergebnisse der Jahrringparameter

Die Ergebnisse der Jahrringparameter sind in drei Unterabschnitte eingeteilt, in denen jeweils die Ergebnisse der drei untersuchten Zeiträume (2800, 800 und 6200 B.C.) diskutiert werden. Die Jahrringparameter werden mit Maxima der ^{14}C -Produktion korreliert. Eine hohe Produktion ist dabei mit einer niedrigen solaren Aktivität gleichzusetzen. Zusätzlich wird zur Untersuchung der Ergebnisse das FH/SH-Verhältnis der Bäume des Maintals verwendet. Anhand dieses Verhältnisses kann sowohl eine Aussage über den Standort der Bäume als auch über den Einfluss des Temperaturverlaufes getroffen werden. Auf Grund von fehlenden Bäumen im Donautal (800 und 6200 B.C.) und Rheintal (6200 B.C.) können in den genannten Zeiträumen dieser Flusstäler keine Jahrringparameter gerechnet werden. Zudem ist aufgrund fehlenden Materials eine Vermessung von Früh- und Spätholz im Rhein- und Donautal nicht möglich gewesen.

6.2.1 Zeitraum um 2800 B.C. (4750 B.P.)

In Abbildung 6.7 ist das FH/SH Verhältnis aus dem Maintal dargestellt (siehe Abschnitt 5.7). Die Ergebnisse der gerechneten Jahrringparameter aus dem Zeitraum um 2800 B.C. sind in Abbildungen 6.8 bis 6.10 dargestellt und umfassen die Flusstäler Main, Rhein und Donau.

In Tabelle 6.5 sind die Jahrringparameter der drei Flusstäler aufgelistet. Für diese Jahrringparameter wurden Berechnungen mit der angegebenen Fensterlänge durchgeführt. Zusätzlich zu diesen Parametern sind in den Abbildungen 6.8 bis 6.10 die Belegung, die Ringbreiten, das Verhältnis Q und die ^{14}C -Produktion dargestellt. Die Jahrringparameter werden hier mit der ^{14}C -Produktion im Zeitraum von 2950 bis 2800 B.C. (schraffierter Bereich in den nachfolgenden Abbildungen) korreliert. Da die ^{14}C -Daten dekadisch aufgelöst sind, wird, um die Korrelation zu berechnen, über die Jahrringparameter ein 10 jährlichen Mittel berechnet.

Jahrringparameter	Fensterlänge
mittlere Gleichläufigkeit Gl_k	21 Jahre
Mean Sensitivity $MS_{Chronologie}$	11 Jahre
Autokorrelation AC	21 Jahre

Tabelle 6.5: Fensterlängen der Jahrringparameter

In Tabelle 6.6 sind die Korrelationskoeffizienten zwischen der ^{14}C -Produktion und den Jahrringparametern aus den Flusstälern Main, Rhein und Donau aufgelistet. Der angegebene p -Wert ist ein Maß für die Wahrscheinlichkeit, dass die zwei miteinander verglichenen Größen nicht korreliert sind. Je kleiner der p -Wert, desto signifikanter wird die Korrelation r . Die Korrelationskoeffizienten r und die dazu gehörigen p -Werte sind mit einer MatLab internen Funktion berechnet worden. Für die Korrelation zwischen Jahrringparameter und ^{14}C -Maximum wurden 20 Werte verwendet (bedingt durch die Anzahl der Messpunkte von $\Delta^{14}\text{C}$). Auf Grund des kurzen Untersuchungszeitraums

Korrelationsparameter	Main		Rhein		Donau	
	r	p	r	p	r	p
^{14}C vs <i>Glk</i>	0,1708	0,5429	-0,0916	0,6497	0,2917	0,0941
^{14}C vs <i>MS</i>	0,6521	0,0084	0,0750	0,6734	0,0269	0,8198
^{14}C vs <i>AC</i>	-0,6705	0,0062	-0,2093	0,2424	-0,1804	0,1268
^{14}C vs <i>RW</i>	0,3906	0,1500	-0,0870	0,6192	0,2116	0,0684
^{14}C vs <i>Q</i>	0,4183	0,1207	0,2071	0,3000	0,4333	0,0105

Tabelle 6.6: Korrelationskoeffizienten zwischen Jahrringparametern und ^{14}C -Produktion des schraffierten Bereichs aus den Flusstälern von Main, Rhein und Donau um 2800 B.C.. Ein kleiner p -Wert hat die Bedeutung eines signifikanten Korrelationsparameters (Erklärung siehe Text)

von 200 Jahren werden in der folgenden Diskussion alle Korrelationskoeffizienten mit $p > 0,12$ als nicht signifikant betrachtet.

Aus Tab. 6.6 ist ersichtlich, dass es im Rheintal keine Korrelation zwischen den Jahrringparametern und der solaren Aktivität (^{14}C -Produktion) gibt. Dieses Ergebnis resultiert vermutlich aus der geringen Belegungsdichte der Bäume in diesem Zeitraum.

Für das Donautal lässt der p -Wert auf einen signifikanten Zusammenhang zwischen der *Glk* im untersuchten Abschnitt der Jahrringchronologie und der ^{14}C -Produktion schließen. Die Jahrringkurven werden im Maximum der Produktion immer ähnlicher. Dies wird durch den Wert der *Glk* von 80 % verdeutlicht (Abb. 6.10). Für das Maintal kann hingegen keine Aussage über die Tendenz des Wachstums der Jahrringkurven gemacht werden. Daher kann der Zusammenhang zwischen *Glk* und ^{14}C -Produktion zufällig sein.

Die Werte der *MS* weisen im Maintal im untersuchten Zeitraum des solaren Minimums auf ein sensitives Wuchsverhalten der Bäume hin. Diese Schwankungen können durch die solare Schwankung hervorgerufen worden sein. Für das Donautal kann keine Aussage bezüglich der Sensitivität der mittleren Jahrringkurve getroffen werden.

Da die *AC* im Maintal negativ mit der ^{14}C -Produktion korreliert ist, scheint bei einer niedrigen solaren Aktivität der Zusammenhang zwischen den aufeinander folgenden 21 Jahre Mitteln kleiner zu werden. Offenbar sind die Bäume im solaren Minimum extremen Ereignissen ausgesetzt gewesen. Dies könnte eine Erklärung für das sensitive Verhalten der Bäume im solaren Minimum sein (siehe *MS* im vorherigen Absatz).

Die Korrelation der *RW* mit der Produktion liefert einen Hinweis darauf, dass der Niederschlag im solaren Minimum zugenommen hat, während die Temperatur zurückging. Daher scheint ein Zusammenhang zwischen zunehmenden Niederschlag, abnehmender Temperatur, steigenden Ringbreiten und dem Rückgang der solaren Aktivität zu bestehen.

Der Schwankungsquotient *Q* korreliert für das Main- und Donautal mit ^{14}C . Da *Q* für beide Flusstäler im Zeitraum des Produktionsmaximums hohe Werte annimmt ($Q > 0,6$), ist dies ein Hinweis auf den Einfluss von großräumigen Faktoren auf das Jahrringwachstum.

Abschließend kann für die Flusstäler im hier untersuchten Zeitraum folgendes gesagt werden:

Der Niederschlag im Donautal scheint im Maximum der ^{14}C -Produktion zugenommen zu haben. Diese Annahme wird einmal durch die Zunahme der Ringbreiten und zum anderen durch die hohe *Glk* gestützt. Zudem weist *Q* auf großräumige Klimaschwankungen im Zusammenhang mit dem Rückgang der solaren Aktivität hin.

Für das Maintal kann diese Aussage nicht getroffen werden, da *Q* keine Aussage über Niederschläge oder Temperatur liefert. Die *AC* liefert jedoch einen Hinweis darauf, dass die Bäume im Maintal wahrscheinlich extremen Ereignissen ausgesetzt waren (siehe oben). Anhand der *MS* kann zusätzlich belegt werden, dass eine hohe Sensibilität der Jahrringkurven vorliegt. Der Grund für die Schwankungen im Wachstum kann zwar nicht mit Bestimmtheit ausgemacht werden, es liegt aber nahe, dass die Schwankungen durch den Rückgang der solaren Variabilität im Untersuchten Zeitraum verursacht wurden.

Die Abnahme der Temperatur im Donautal wird durch eine Temperaturkurve, welche aus einer nord-schwedischen Kiefernchronologie rekonstruiert wurde und die Variabilität der Sommertemperatur repräsentiert, bestätigt [Grudd et al. 2002]. Demnach fällt der Beginn des hier untersuchten ^{14}C -Produktionsmaximums mit einer Temperaturabnahme in Nord-Schweden zusammen. Ein Vergleich zwischen der Temperaturkurve in Nord-Schweden und den drei vorangehenden ^{14}C -Maxima (5240, 5430 und 5560 BP; INTCAL04 [Reimer et al. 2004]) bestätigt einen Zusammenhang zwischen Temperaturabnahme und Rückgang der solaren Aktivität.

Ein Vergleich der nord-schwedischen Temperaturkurve mit Klimaänderungen in Europa nehmen Grudd et al. [2002] als Beleg dafür, dass die von ihnen erstellte Temperaturkurve auch für Regionen außerhalb Schwedens verwendet werden kann. Daher wird der Vergleich der Temperaturkurve mit den Ergebnissen der Jahrringparametern aus Süddeutschland als legitim angesehen.

Zudem zeigt die Untersuchung der Sommertemperatur in Europa (Zeitraum 1751 – 1995) durch Balling et al. [1998], dass die von ihnen Untersuchten, regionalen Kurven (Gebiet $40^\circ\text{N} - 70^\circ\text{N}/10^\circ\text{W} - 50^\circ\text{E}$) gleiche Temperaturtrends aufwiesen. Diese Arbeit bekräftigt die Hinzunahme der nord-schwedischen Temperaturkurve zur Untersuchung der Ergebnissen der Jahrringparameter im süddeutschen Raum.

Das in diesem Abschnitt untersuchte ^{14}C -Maximum fällt mit einer Abkühlung im Nordatlantik zusammen. Dieser Zusammenhang wurde von Bond et al. [2001] durch Untersuchungen an *IRD* (Ice Rafted Debris), ^{10}Be und ^{14}C erbracht. Dieses Ergebnis belegt die Vermutung des Temperaturrückgangs im Donautal und könnte eine Erklärung für die Wachstumsschwankungen im Maintal sein.

Aus dem in Abb. 6.11 gezeigten FH/SH-Verhältnis können sowohl Informationen über die standörtlichen Bedingungen im Maintal, als auch Informationen über die Tendenz des Temperaturverlaufs gewonnen werden. Die Tatsache, dass der Verlauf des Verhältnisses um Eins zentriert zu sein scheint, weist auf einen ausgeglichenen Standort hin. Im Zeitraum des ^{14}C -Maximums (-2800 bis -2950 B.C.) ist um -2975 B.C. jedoch ein deutlicher Anstieg des Verhältnisses erkennbar. Diese Phase erhöhten Frühholzanteils

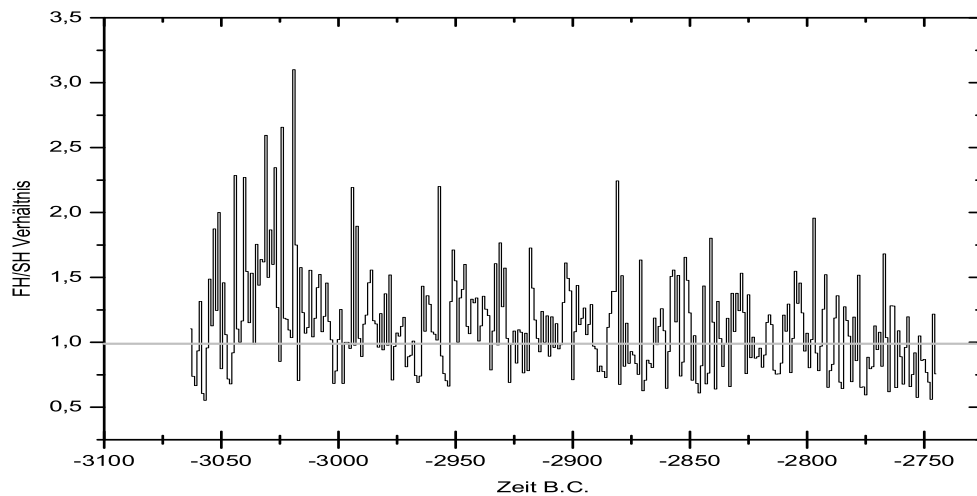


Abbildung 6.7: *FH/SH-Verhältnis im Maintal um 2800 BC. Deutlich ist erkennbar, dass sich das Verhältnis im Zeitraum von -2800 bis -2950 B.C. um Eins bewegt, was auf einen Ausgeglichenen Standort hinweist. Zudem ist ein Anstieg des Verhältnisses um 2975 B.C. erkennbar, welcher vermutlich mit dem Rückgang der solaren Aktivität zusammen hängt.*

wird als Hinweis auf eine Abkühlung im solaren Minimum gewertet und unterstützt die im Maintal gemachte Beobachtung extremer Ereignisse (siehe oben im Text). Zudem deckt sich dieses Ergebnis mit den Befunden, dass es im untersuchten Zeitraum im Donautal trockener und kühler geworden zu sein scheint.

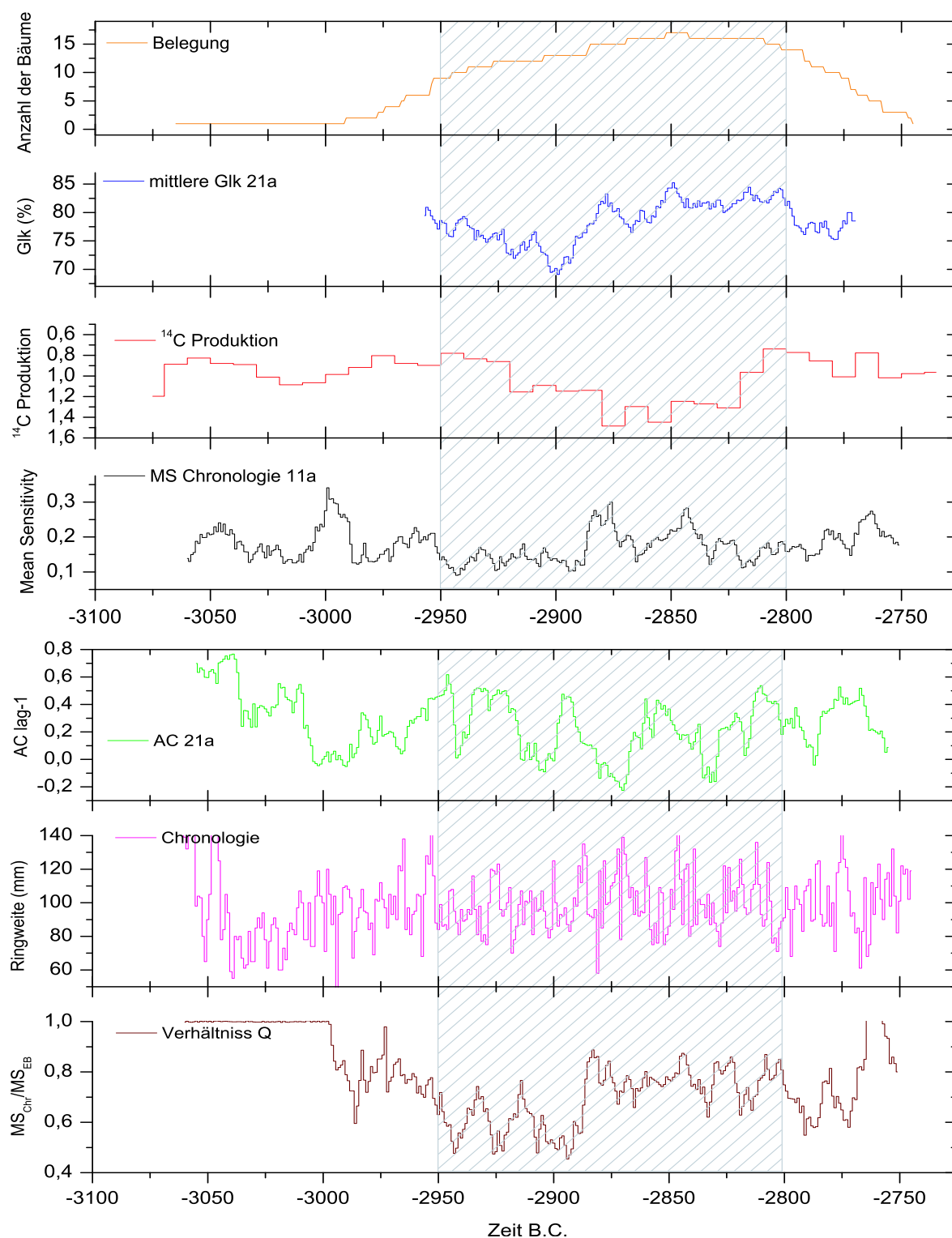


Abbildung 6.8: Jahrringparameter und ^{14}C -Produktion in dem Zeitraum um 2800 B.C. im Maintal. Der schraffierte Bereich markiert den untersuchten Zeitraum. Für diesen Bereich wurden die Jahrringparameter mit der ^{14}C -Produktion korreliert.

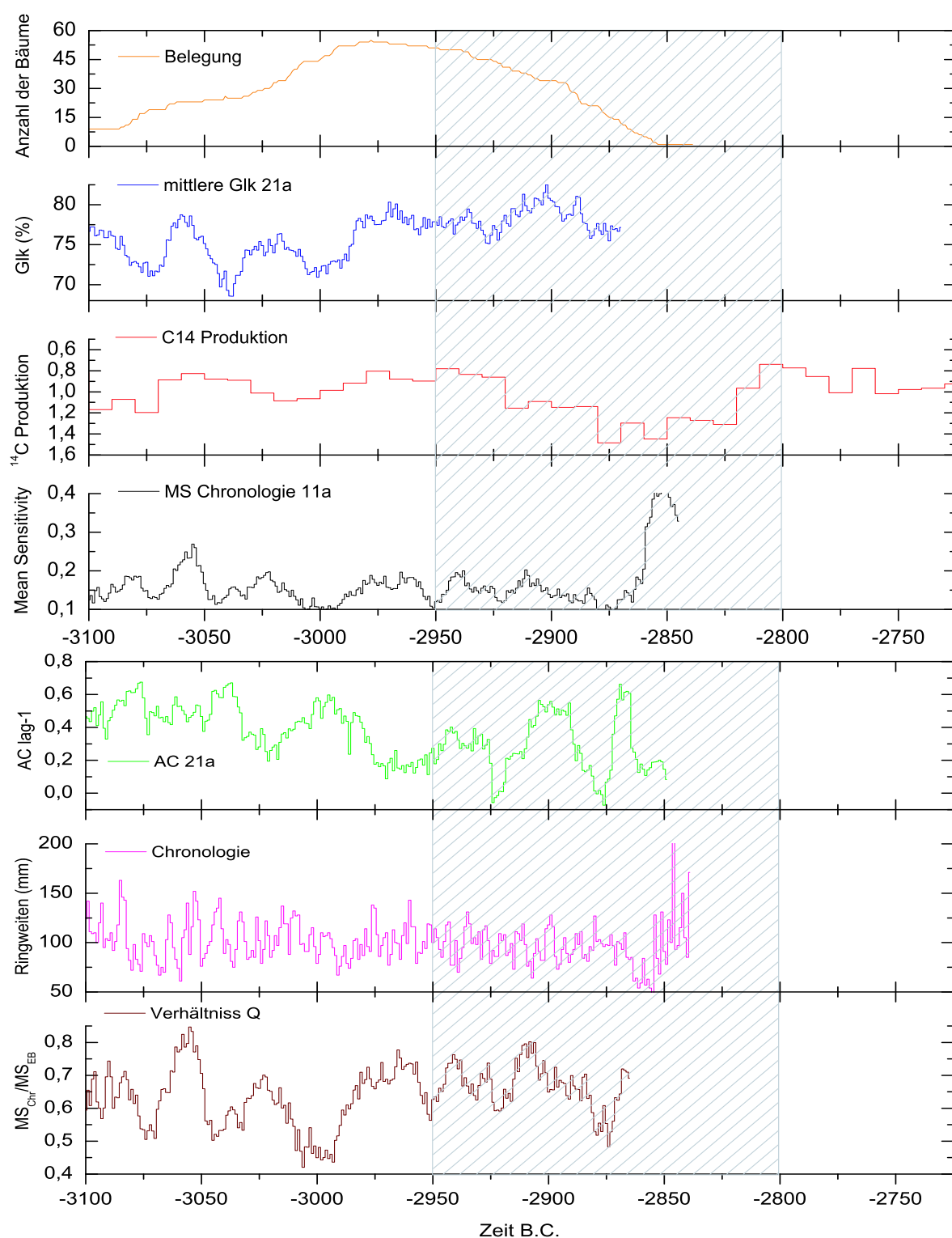


Abbildung 6.9: Darstellung der Jahrringparameter und der ^{14}C -Produktion gegenüber dem Zeitraum um 2800 B.C. im Rheintal. Der schraffierte Zeitraum markiert das untersuchte ^{14}C Maximum.

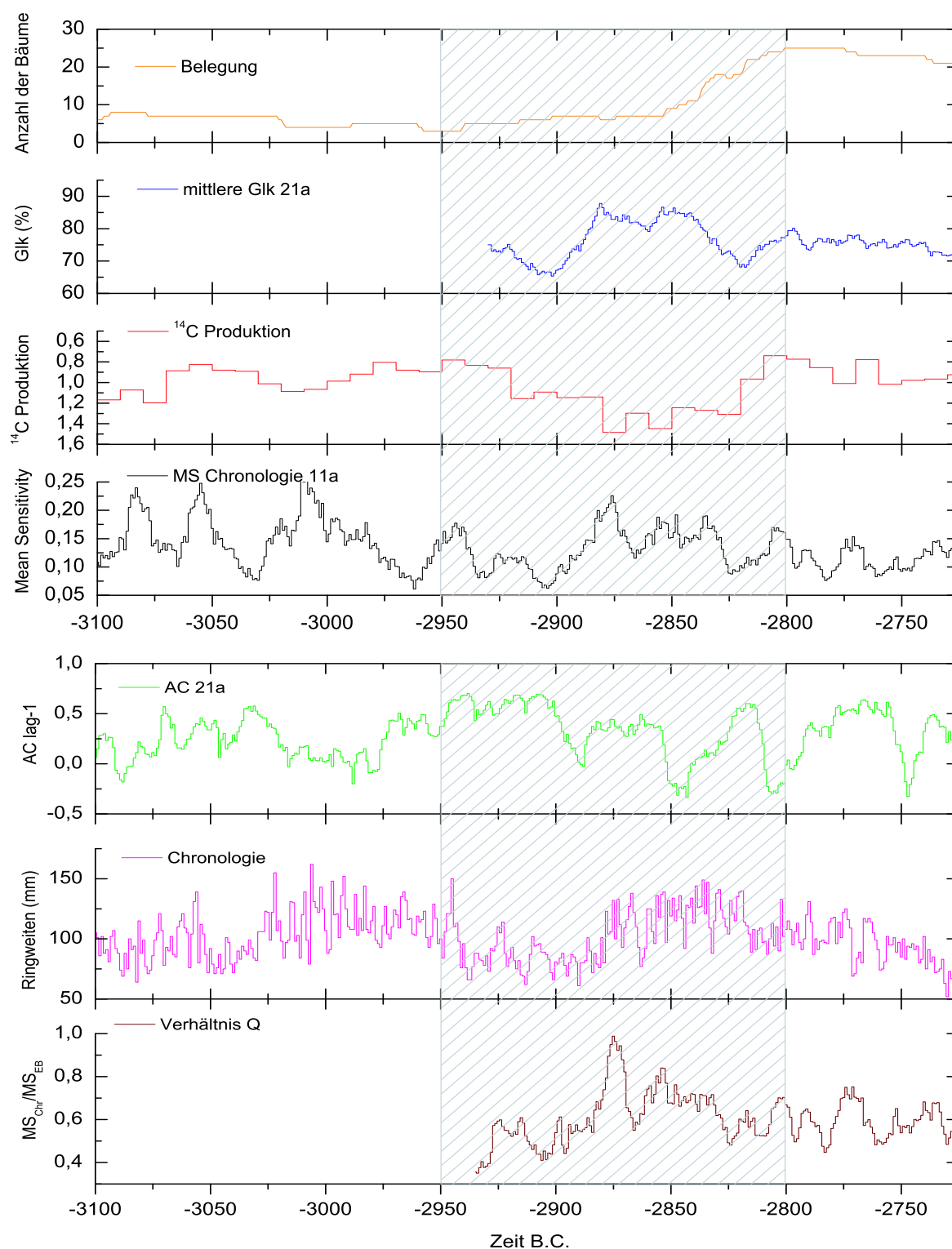


Abbildung 6.10: Darstellung der Jahrringparameter und der ^{14}C -Produktion gegenüber dem Zeitraum um 2800 B.C. im Donautal. Der schraffierte Bereich markiert das untersuchte ^{14}C Maximum.

6.2.2 Zeitraum 800 B.C. (2750 B.P.)

In Abbildung 6.11 ist das FH/SH Verhältnis aus dem Maintal dargestellt. In den Abbildungen 6.12 und 6.13 sind die Ergebnisse der gerechneten Jahrringparameter des Main- und Donautals aus dem Zeitraum um 800 B.C. dargestellt.

In der Tabelle 6.7 sind die Korrelationen zwischen ^{14}C -Produktion und Jahrringparametern der untersuchten Flusstäler aufgelistet. Der Korrelationskoeffizient wurde im Zeitraum von 850 B.C. bis 670 B.C. berechnet (schraffierter Bereich in Abb. 6.12 und Abb. 6.13). Aus Tabelle 6.7 ist ersichtlich, dass die Jahrringparameter, ausgenommen die Ringbreiten, im Donautal nicht mit der ^{14}C -Produktion korrelieren.

Korrelationsparameter	Main		Donau	
	r	p	r	p
^{14}C vs <i>Glk</i>	-0,5323	0,0230	-0,1350	0,5933
^{14}C vs <i>MS</i>	-0,5698	0,0136	-0,1252	0,6206
^{14}C vs <i>AC</i>	-0,1179	0,6413	0,2417	0,3339
^{14}C vs <i>RW</i>	-0,4979	0,0355	-0,6160	0,0065
^{14}C vs <i>Q</i>	-0,4584	0,0557	0,0619	0,8074

Tabelle 6.7: Korrelationen zwischen Jahrringparametern und ^{14}C -Produktion im schraffierten Bereich (Abb. 6.12 und 6.13) im Main- und Donautal. Der p-Wert gibt die Signifikanz von r an.

Die hohe negative Korrelation der Jahrringparameter mit der ^{14}C -Produktion im Maintal, ausgenommen die *AC*, deuten auf einen Zusammenhang zwischen den einzelnen, untersuchten Größen und dem solaren Minimum im untersuchten Zeitraum hin. Dabei zeigt die *Glk*, dass die Bäume ein, zum Maximum hin, immer gegenläufigeres Wachstumsverhalten (*Glk* in Abb. 6.12) aufweisen. Die untersuchte Teilchronologie wird immer inhomogener, so dass angenommen wird, dass regionale Klimaänderungen das Wachstum der Bäume dominieren. Die hohe Gegenläufigkeit der Bäume wird durch den hohen Anstieg der *MS* über eine Dekade im ^{14}C -Maximum bestätigt. In diesem Bereich ist die Jahrringkurve großen interanuellen Schwankungen ausgesetzt. Der Korrelationskoeffizient der Ringbreiten weist auf einen Rückgang der Ringbreiten im Produktionsmaximum hin (Abb. 6.12 um 750 B.C.) und lässt vermuten, dass es in diesem Zeitraum trockener oder kälter geworden ist. Im Donautal wird der Rückgang der Ringbreiten im Produktionsmaximum noch deutlicher (Abb. 6.13). Es könnte daher einen überregionalen Trend, der das Wachstumsverhalten der Bäume beeinflusst hat, gegeben haben. Da es im Donautal keine weiteren Korrelationen gibt, kann diese Behauptung nicht durch weitere Jahrringparameter gestützt werden. Die negative Korrelation zwischen *Q* und ^{14}C -Produktion im Maintal weist, wie oben vermutet, auf regional bedingte Einflüsse auf das Wachstumsverhalten der Bäume hin. Jedoch ist auffällig, dass *Q* um 750 B.C. (Produktionsmaximum) über eine Dekade hohe Werte von 80 % annimmt und somit auf einen großräumigeren Klimaeinfluss hinweist. Die Änderung in der solaren Aktivität scheint im Maintal das Klima beeinflusst zu haben. Da jedoch *Q* im Donautal nicht mit ^{14}C korreliert ist, kann keine Aussage über den Einfluss der solaren Aktivität im

gesamten untersuchten Gebiet gemacht werden.

Im Donautal scheint es augenscheinlich eine Korrelation zwischen Jahrringparametern und ^{14}C -Produktion zu geben. Der niedrige Korrelationskoeffizient der Parameter (ausgenommen die Ringbreiten) hängt vermutlich mit dem Rückgang der Belegung ab 825 B.C. zusammen. Daher kann keine Aussage über einen möglichen Einfluss der solaren Aktivität auf Klimaänderungen im Donautal gemacht werden.

Anhand des in Abb. 6.11 dargestellten FH/SH-Verhältnis wird das Wuchsverhalten der Bäume im Maintal bzgl. der standörtlichen Gegebenheiten und der Temperaturtendenz näher untersucht.

Das FH/SH-Verhältnis weist im untersuchten Zeitraum auf ein unausgeglichenes Klima hin, in welchen sich kühlere mit wärmeren Phasen abwechseln, wobei die kühleren Phasen über einen längeren Zeitraum andauern. Deutlich können drei Minima mit hohem Spätholzanteil ausgemacht werden (700, 850 und 1000 B.C.), welche untereinander einen Abstand von 150 Jahren aufweisen. In dem Zeitraum des solaren Minimums nimmt der Spätholzanteil eindeutig ab und kann als Rückgang von Niederschlägen und/oder einer Abnahme der Temperatur gewertet werden.

Der Einfluss der solaren Aktivität auf das Wuchsverhalten der Bäume ist im Maintal anhand der Korrelation der Jahrringparameter mit der ^{14}C -Produktion und dem FH/SH-Verhältnis belegt worden. Auffällig ist der kurzfristige Anstieg der Jahrringparameter über den Zeitraum von einer Dekade um 750 B.C.. In diesem Zeitraum folgen alle korrelierten Parameter dem Anstieg der ^{14}C -Produktion. Ob diese Ereignisse regional oder überregional gesteuert wurden, bleibt an dieser Stelle unklar und ist anhand der hier untersuchten Parameter nicht nachweisbar.

Untersuchungen von aus Warven aus dem Sediment des Holzmaarsees in der Eifel gemessenen Kohlenstoffisotope $\delta^{13}\text{C}$ im Zeitraum um 2700 B.P. (750 B.C.) ergaben eine deutliche Abnahme des gemessenen Isotopes. Diese Abnahme wird von Lücke et al. [2003] als eine Verschlechterung der klimatischen Bedingungen um den Holzmaarsee gewertet und als eine Temperaturabnahme interpretiert. Diese Aussage belegt die Annahme, dass es sich bei dem im Donau- und Maintal erhaltenen Ergebnissen keinesfalls um regionale Phänomene handelt, sondern um eine überregionale Abkühlung zu handeln scheint.

Ein Vergleich des ^{14}C -Maximums mit der Kurve der Sommertemperatur aus Nord-Schweden [Grudd et al. 2002] zeigt, dass der Anfang des ^{14}C -Maximums mit einem Temperaturrückgang zusammenfällt. Dieses Ergebnis passt mit dem Trend der negativen Korrelation der Jahrringparameter mit der ^{14}C -Produktion zusammen.

Das IRD-Maximum um 800 B.C. belegt eine großräumige Abkühlung im Zeitraum des Produktionsmaximum von ^{14}C [Bond et al. 2001], so dass die Behauptung, es gab eine Abkühlung im Maintal im untersuchten Zeitraum, bestätigt wird.

Aufgrund der von Balling et al. [1998] gemachten Untersuchungen, dass von 1751 – 1995 AD die Temperaturen in denen von den Autoren untersuchten Gebieten in Europa den gleichen Trend aufwiesen, kann der Vergleich zwischen Süd-Deutschland und Nord-Schweden gemacht werden.

Im Vergleich zu den Ergebnissen aus dem Zeitraum um 2800 B.C. kann folgendes

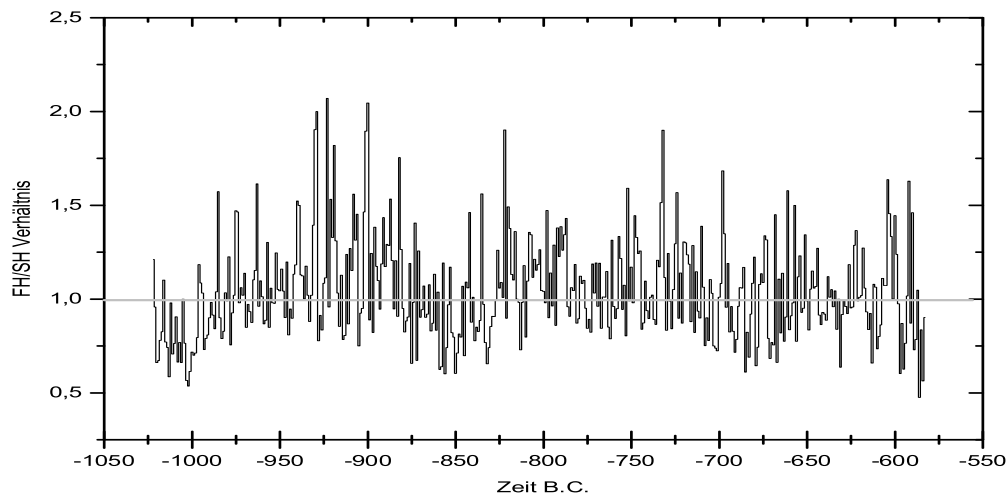


Abbildung 6.11: *FH/SH-Verhältnis im Maintal um 800 BC. Deutlich ist ein Anstieg des Spätholzanteils alle 100 Jahre ab 700 BC erkennbar. Zudem fällt der Anstieg des Frühholzanteils mit dem solaren Minimum zusammen und weist auf eine Abkühlung in diesem Zeitraum hin.*

festgestellt werden:

Im Donautal hat sich im Produktionsmaximum um 2800 B.C. der Niederschlag erhöht während die Temperatur abgenommen hat. Bestätigt wird diese Behauptung durch eine nord-schwedische Temperaturkurve [Grudd et al. 2002]. Um 800 B.C. scheint sich dieses Ergebnis im Maintal widerzuspiegeln. Es muss jedoch beachtet werden, dass nur im Produktionsmaximum (750 B.C.) eine Erhöhung von Niederschlag und eine Abnahme der Temperatur zu verzeichnen ist. Vor und nach dieser Anomalie scheint das Verhalten von Niederschlag und Temperatur umgekehrt zu sein (Abb. 6.12).

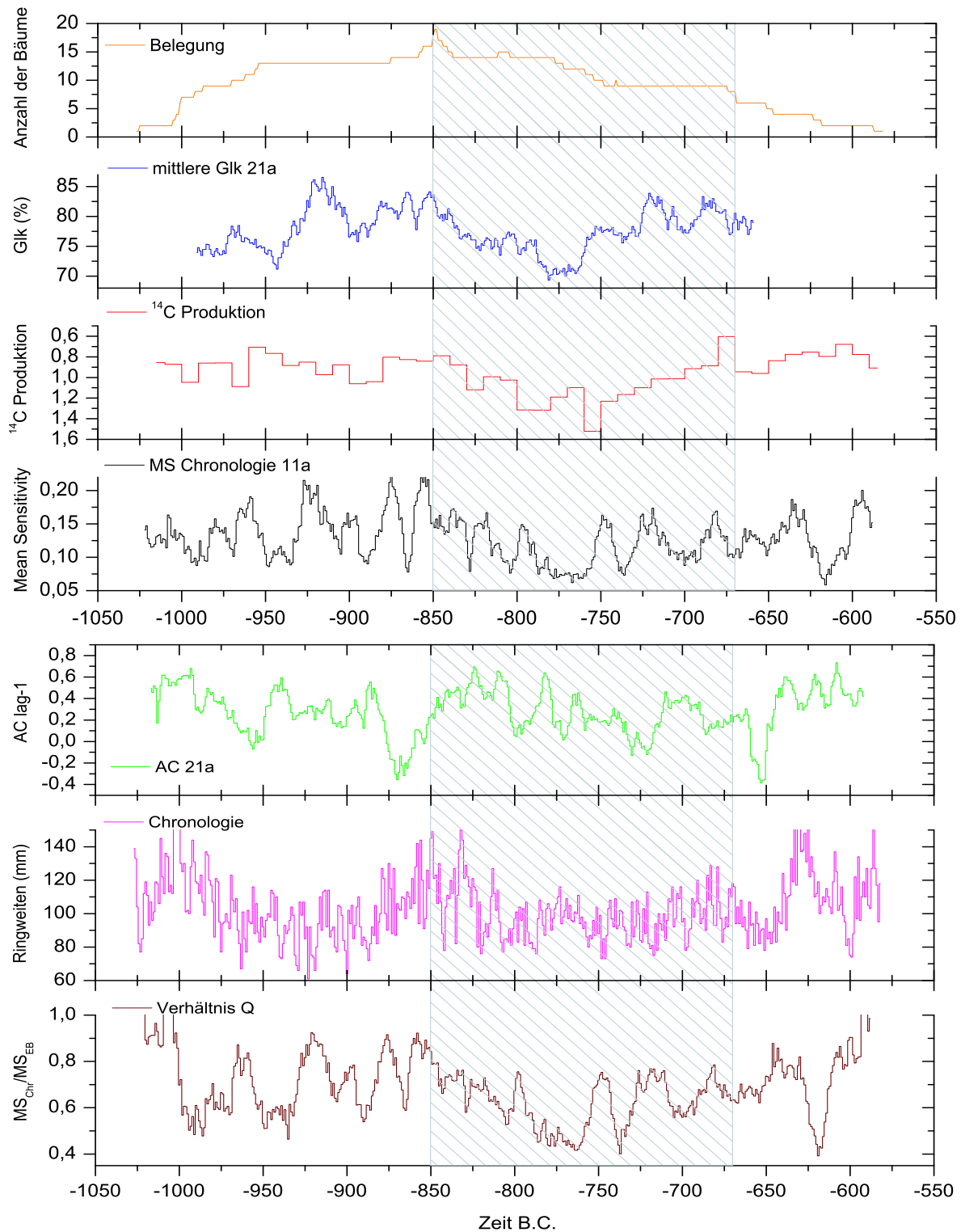


Abbildung 6.12: Darstellung der Jahrringparameter und der ^{14}C -Produktion gegenüber dem Zeitraum um 800 B.C. im Maintal. Der schraffierte Bereich markiert das untersuchte ^{14}C Maximum.

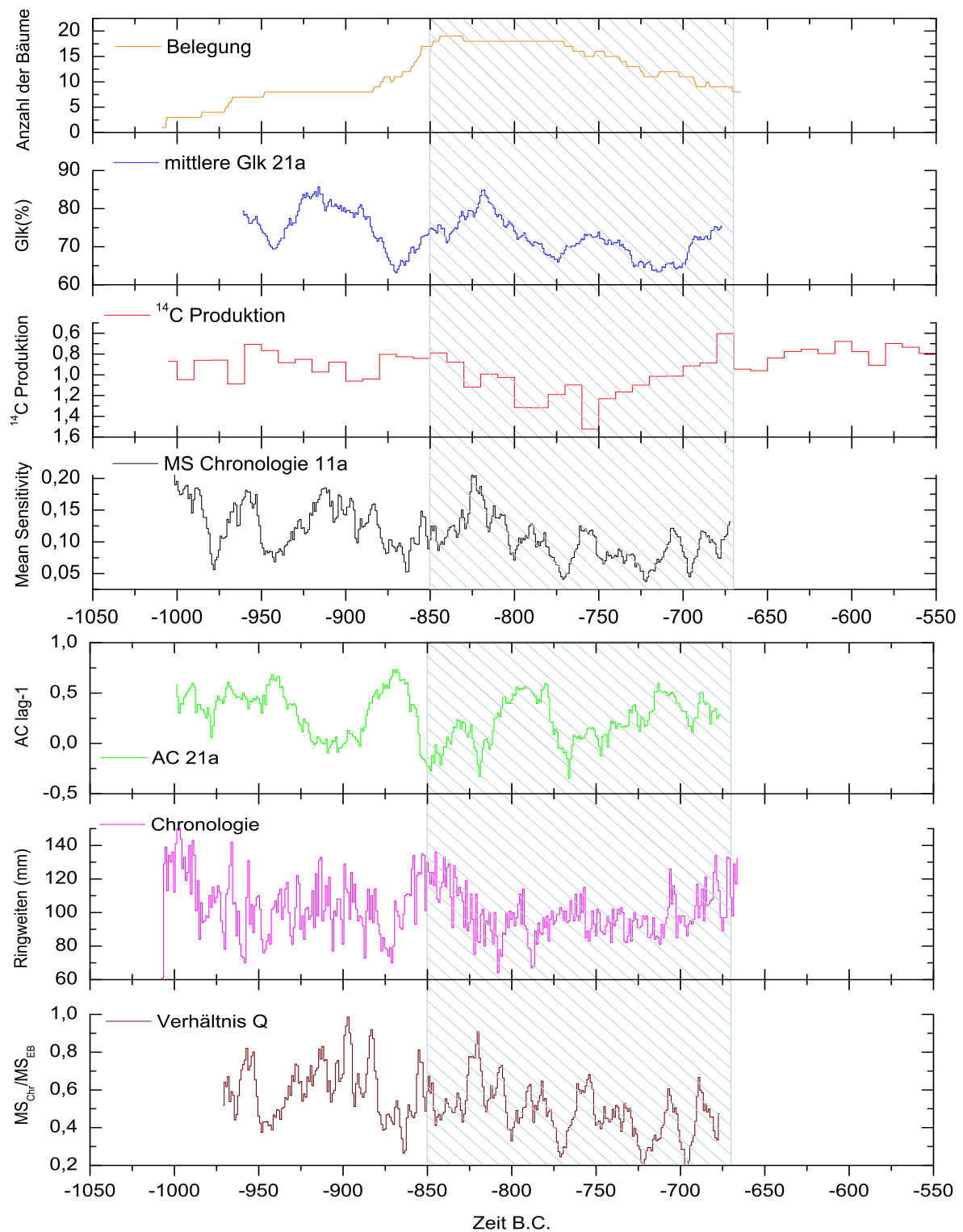


Abbildung 6.13: Darstellung der Jahrringparameter und der ^{14}C -Produktion gegenüber dem Zeitraum um 800 B.C. im Donautal. Der schraffierte Bereich markiert das untersuchte ^{14}C Maximum.

6.2.3 Zeitraum 6200 B.C. (8150 B.P.)

Der hier untersuchte Zeitraum deckt das so genannte "8K-Event" ab. Das "8K-Event" zeichnet sich, unter anderem durch einen rapiden Rückgang der Ringbreiten aus [Spurk et al. 2002] und erstreckt sich über einen Zeitraum von 6260 bis 6230 B.C.. In diesem Zeitraum ist kein ausgeprägtes Maximum oder Minimum in der ^{14}C -Produktion zu verzeichnen. Es soll trotzdem untersucht werden ob ein solarer Einfluss in diesem Zeitraum vorhanden ist.

Die abrupte Änderung des Klimas in diesem Zeitraum ist weltweit in den verschiedensten Klimaarchiven beobachtet wurden, welche sich relative gut miteinander korrelieren lassen [Rohling, Pälike 2005]. Zum Zeitpunkt des "8K-Events" ist in Nord-Amerika und Europa ein Kälteeinbruch zu verzeichnen, während es in Afrika und Asien trockener wurde [Alley, Ágústssdóttir 2005]. Das "8K-Event" erstreckt sich global über einen Zeitraum von 400–600 Jahren mit einem Temperaturminimum um 8200 B.P. (6250 B.C.) [Rohling, Pälike 2005].

In Abbildung 6.15 sind die Ergebnisse der Jahrringparameter im Vergleich mit der ^{14}C -Produktion im Zeitraum um 6200 B.C. für das Maintal dargestellt. In Tabelle 6.8 sind die Korrelationskoeffizienten zwischen ^{14}C -Produktion und den Jahrringparametern für das Maintal aufgelistet. Diese sind im Zeitraum von 6345 bis 6145 B.C. (schraffierter Bereich in Abb. 6.15) gerechnet. Für die Signifikanz der Korrelationen gelten die in dem vorangehenden Abschnitt festgelegten Kriterien. Bei Anwendung dieser Kriterien auf die Korrelationen in Tabelle 6.8 ist erkennbar, dass keiner der untersuchten Jahrringparameter mit der ^{14}C -Produktion korreliert und führt zu der Vermutung, dass die solare Aktivität keinen Einfluss auf den Rückgang der Ringbreiten und dem damit verbundenen Temperatureinbruch hat.

Korrelationsparameter	r -Wert	p -Wert
^{14}C vs Gl_k	0,1348	0,5600
^{14}C vs MS	-0,2771	0,2239
^{14}C vs AC	-0,2020	0,3799
^{14}C vs RW	0,0766	0,7413
^{14}C vs Q	-0,0825	0,7221

Tabelle 6.8: Korrelationskoeffizienten zwischen Jahrringparametern und ^{14}C -Produktion des schraffierten Bereichs aus dem Maintal um 6200 B.C..

In Abb. 6.14 ist das FH/SH-Verhältnis um den Zeitraum des "8K-Events" dargestellt, anhand dessen man, im Gegensatz zu den Ringbreiten, genauere Informationen über das Wuchsverhalten der Bäume erhält. Weist das FH/SH-Verhältnis im Zeitraum um das "8K-Event" auf ein Ausgeglichenes Klima hin, so ist um 6250 B.C. jedoch ein rapider Anstieg des Frühholzanteils erkennbar und weist damit auf einen Rückgang des Niederschlages und der Temperatur hin. Diese Anomalie fällt mit dem global beobachteten Kälteereignis zusammen.

Die Untersuchung des "8K-Events" durch Muscheler [2003] ergab, dass kein eindeutiger

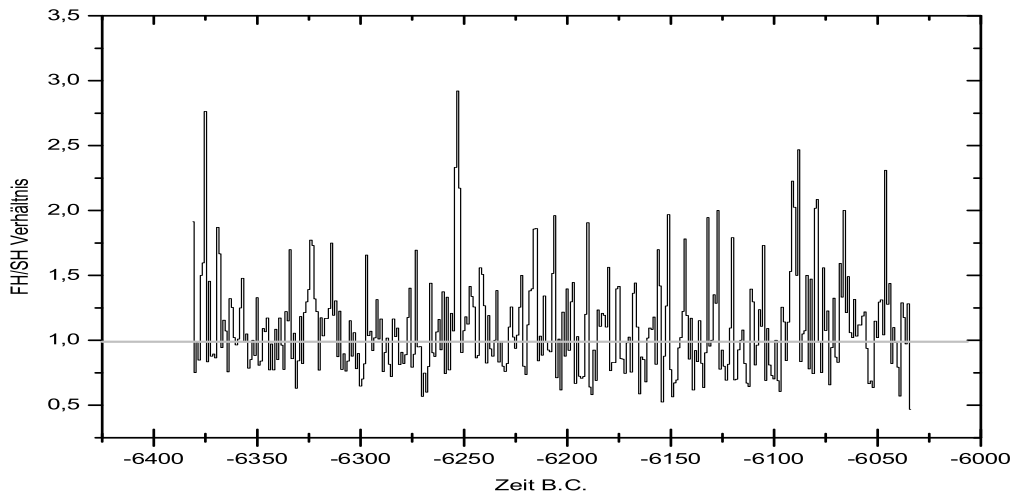


Abbildung 6.14: *FH/SH-Verhältnis im Maintal im Zeitraum des "8K-Events". Deutlich ist der Anstieg des Frühholzanteils um 6250 B.C., dem "8K-Event", erkennbar.*

Zusammenhang zwischen dem Kälteereignis und einer Änderung in der solaren Aktivität erkennbar ist. Hierfür wurden $\delta^{18}\text{O}$ Daten aus dem GRIP Eisbohrkern mit ^{10}Be Daten (aus den selben Kern) und $\Delta^{14}\text{C}$ Daten verglichen [Muscheler et al. 2003]. Es wurde festgestellt, dass der Anfang des "8K-Events" mit dem Rückgang der solaren Aktivität zusammen fällt. Daher wird vermutet, dass die variable Sonne zwar der Auslöser, nicht aber die Hauptursache, des "8K-Events" sein könnte [Muscheler et al. 2004]

Als Hauptursache des "8K-Events" wird eine Störung in der thermohalinen Zirkulation im Nord-Atlantik angesehen. Diese wurde möglicherweise durch die Zufuhr von Süßwasser aus dem Agassiz See in Folge des Rückgangs des kanadischen Eisschildes hervorgerufen [Barber et al. 1999].

Die Änderung in der Nord-Atlantik Zirkulation sollte sich in einer Änderung der Radiokarbonkonzentration in der Atmosphäre widerspiegeln. Im $\Delta^{14}\text{C}$ ist jedoch keine bedeutende Änderung erkennbar. Daher ist anzunehmen, dass die Ursache die zum "8K-Event" führte, zu kurz war, um in der ^{14}C -Konzentration zu einem signifikanten Signal zu führen [Muscheler et al. 2003].

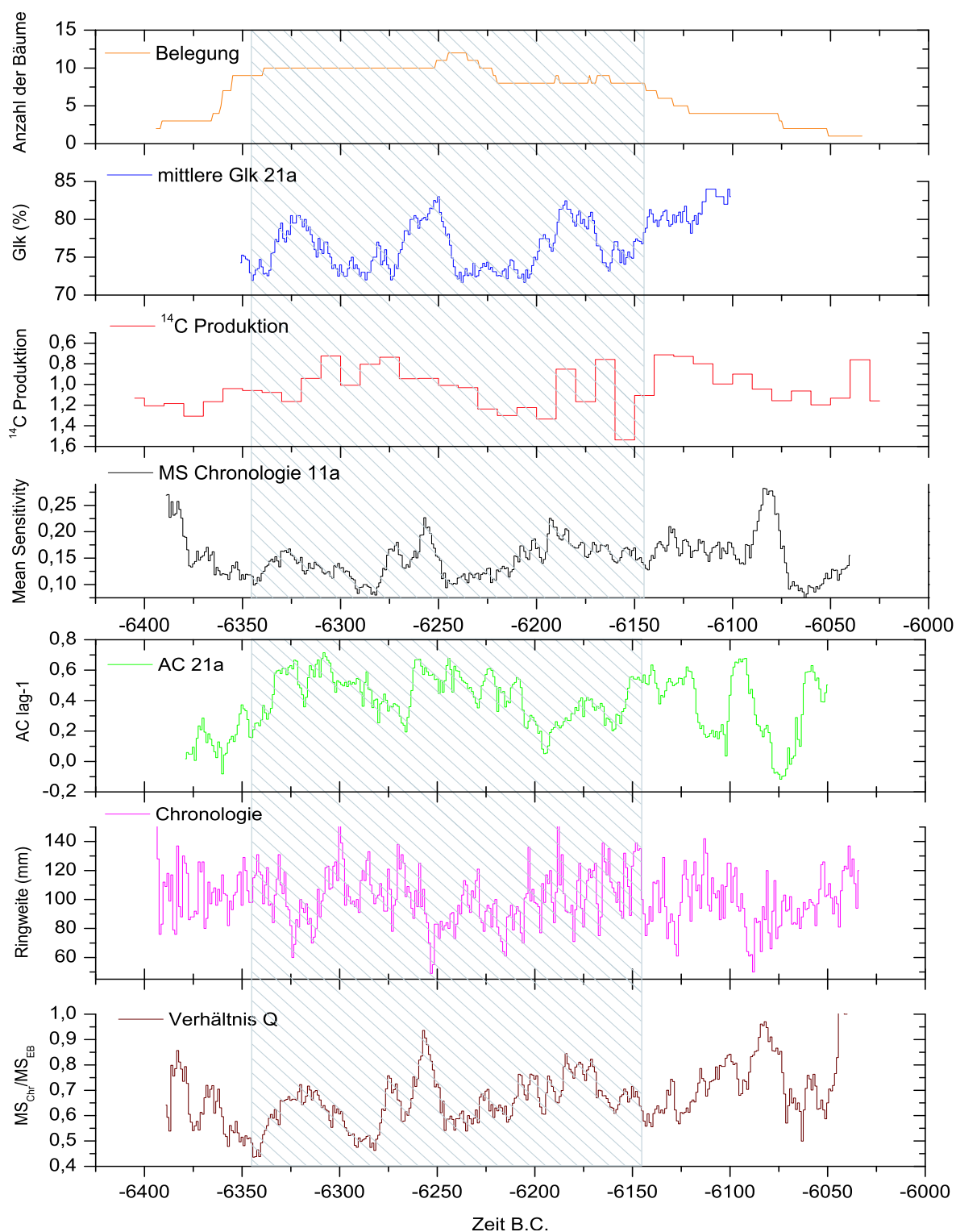


Abbildung 6.15: Darstellung der Jahrringparameter und der ^{14}C -Produktion gegenüber dem Zeitraum um 6200 B.C. im Maintal. Der schraffierte Bereich markiert das untersuchte ^{14}C Maximum.

6.2.4 Zusammenfassung der dendrochronologischen Ergebnisse der drei untersuchten Zeiträume

Die Untersuchung der drei Zeiträume und Flusstäler ergab, dass in dem Zeitraum um 2800 B.C. ein erhöhter Niederschlag im Maximum der ^{14}C -Produktion zu verzeichnen ist. Dieses Ergebnis wird durch eine Zunahme der Ringbreiten in den untersuchten Zeiträumen gestützt. Mit der Erhöhung des Niederschlags scheint es in diesen Zeiträumen eine Temperaturabnahme gegeben zu haben. Dies scheint sich durch einen Vergleich mit einer Temperaturkurve aus Nord-Schweden und den IRD Untersuchungen durch Bond et. al [2001] zu bestätigen. Desweiteren weisen die untersuchten Jahrringparameter im Zeitraum um 800 B.C. auf eine Abkühlung im Main- und Donautal hin. Belegt wird diese Annahme vor allem durch den Rückgang der Ringbreiten im Main- und Donautal, sowie durch das FH/SH-Verhältnis im Maintal. Es scheint also ein Zusammenhang zwischen erhöhter ^{14}C -Produktion, einer Zunahme des Niederschlags und einer Abnahme der Temperatur zu geben. Im "8K-Event" ist im Maintal um 6250 B.C. kein Anstieg der Produktion von ^{14}C zu verzeichnen, während die Ringbreiten kurzfristig stark abnehmen und das FH/SH-Verhältnis kurzfristig ansteigt. Der einzige erkennbare Zusammenhang zu den beiden anderen Zeiträumen besteht in einer Temperaturabnahme im untersuchten Zeitraum.

6.3 Ergebnisse der stabilen Isotope $\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$

Die Analyse der stabilen Isotope $\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ an Jahrringen kann als potentiell Werkzeug zur Rekonstruktion von Klima- und Umweltbedingungen verwendet werden, da die Isotope Informationen über Temperatur, relative Luftfeuchtigkeit und Niederschlag liefern. Die Isotope werden an der Zellulose der Jahrringe gemessen. Die in diesem Abschnitt verwendeten Daten wurden im Forschungszentrum Jülich gemessen und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt [G. Schleser, persönliche Mitteilung].

Bei der Analyse der Isotope wird das Verhältnis des Probenmaterials relativ zum Verhältnis eines bekannten Standards gemessen. Die Abweichung δ von diesem Verhältnis wird in Promille angegeben:

$$\delta X' = \left[\frac{\left[\frac{^{13}C}{^{12}C_{Probe}} \right]}{\left[\frac{^{13}C}{^{12}C_{Standard}} \right]} - 1 \right] \cdot 1000 \quad (6.1)$$

Diese Gleichung gilt auch für die Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O .

Das Referenzmaterial sollte eine Substanz sein, die homogen genug ist, um sie über einen längeren Zeitraum für Analysezwecke verwenden zu können. Für $\delta^{18}O$ wird eine Wasserprobe aus dem Ozean verwendet, da der ^{18}O Wert sehr homogen ist. Daher wird von *Standard Mean Ocean Water* oder kurz *SMOW* gesprochen. Bei ^{13}C wird für den Standard Kalziumkarbonat der Peedee-Sediment-Formation in Nord Kalifornien (USA) genommen, weshalb von *Pee Dee Belemnite* oder kurz *PDB* gesprochen wird [Jacobson et al. 2000].

Der Einbau von Kohlenstoff aus der Atmosphäre und Sauerstoff und Wasserstoff aus dem Grundwasser in das Blatt des Baumes läuft über Prozesse ab, in denen vermehrt leichtere oder schwerere Isotope aufgenommen werden. Diese Prozesse führen zu den unterschiedlichen Verhältnissen zwischen schwereren zu leichteren Isotopen im Ausgangs- und pflanzlichen Material. Diese Diskriminierung wird als Fraktionierung bezeichnet und hängt von den äußeren Bedingungen ab (relative Luftfeuchtigkeit, Temperatur). Die Isotopenwerte der Jahrringe spiegeln daher Veränderungen in den Umweltbedingungen wieder [Farquhar et al. 1982] [Treydte et al. 2004].

Kohlenstoff und Wasserdampf gelangen über die Spaltöffnungen der Blätter in den Baum. Die Spaltöffnungen werden im wesentlichen durch das Dampfdruckgefälle zwischen interzellulärer und atmosphärischer relativer Luftfeuchte gesteuert [Larcher 1994]. Daher können anhand von $\delta^{13}C$ Aussagen über Temperaturverlauf und relative Luftfeuchte gemacht werden, während über $\delta^{18}O$ Aussagen über Niederschlagsbedingungen und Temperaturverlauf getroffen werden. Hinzu kommt, dass über $\delta^{18}O$ Aussagen über die Grundwasseraufnahme gemacht werden [Schleser 2004].

Die Zunahme von $\delta^{13}C$ wird als Erhöhung der Temperatur oder der relativen Luftfeuchte interpretiert, während die Erhöhung von $\delta^{18}O$ gleichbedeutend mit einer Erhöhung von Niederschlag und Temperatur ist [Schleser 2004]. Die negativen $\delta^{13}C$ -Werte sowie die positiven $\delta^{18}O$ -Werte sind auf verschiedene Fraktionierungseffekte im inneren der Bäume zurückzuführen.

Im nachfolgenden werden die Ergebnisse der stabilen Isotope $\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ im Vergleich mit der ^{14}C -Produktion vorgestellt. Die genannten Isotope wurden im Forschungszentrum Jülich an Holz und Zellulose von Eichen aus dem Maintal aus dem Zeitraum um 2800 B.C. gemessen.

In Tabelle 6.9 sind die Korrelationsparameter zwischen den Isotopen und der ^{14}C -Produktion aufgelistet. Die Abbildungen 6.16 und 6.17 zeigen die Ergebnisse der Messungen im Vergleich zum untersuchten Maximum der ^{14}C -Produktion.

Korrelationsparameter	r-Wert	p-Wert
Holz $\delta^{13}C$ - ^{14}C	0,3437	0,1379
Holz $\delta^{18}O$ - ^{14}C	-0,0377	0,8745
Zellulose $\delta^{13}C$ - ^{14}C	0,3247	0,1625
Zellulose $\delta^{18}O$ - ^{14}C	-0,2609	0,2666

Tabelle 6.9: Korrelationen r zwischen stabilen Isotopen, gemessen an Holz und Zellulose, und ^{14}C -Produktion aus dem Zeitraum um 2800 B.C. (2950 - 2750 B.C.). Ein kleiner p -Wert hat die Bedeutung eines signifikanten Korrelationsparameter

Die Korrelationsparameter aus Tab. 6.9 zeigen, dass keines der beiden Isotope nach den in Abschnitt 6.2.1 festgelegten Kriterien mit der ^{14}C -Produktion korreliert. Zwar ist erkennbar, dass der Wert von $\delta^{13}C$ (Zellulose und Holz) am Anfang des ^{14}C -Maximums ansteigt, jedoch sinkt der Wert mit der Abnahme der Produktion nicht ab. Ein ähnliches Verhalten ist bei $\delta^{18}O$ nicht erkennbar, so dass angenommen wird, dass $\delta^{18}O$ nicht durch die solare Aktivität beeinflusst wird (Abb.6.16 & 6.17).

Am Eingang des ^{14}C -Produktionsmaximums (2950 B.C.) weist $\delta^{13}C$ niedrigere Werte auf die zum Maximum hin ansteigen. Dies bedeutet eine Zunahme der relativen Luftfeuchtigkeit. Da $\delta^{13}C$ nach dem Produktionsmaximum nicht abnimmt, wird vermutet, dass es eine Zufuhr von Wassers in die Flüsse gegeben hat, aufgrund dessen der Grundwasserspiegel derart angestiegen ist, dass die Bäume über einen längeren Zeitraum in der Lage waren, den Wasserdampfdefizit bei trockener Witterung auszugleichen.

Die Ergebnisse der Untersuchungen anhand der Jahrringparameter im Maintal um 2800 B.C. deuten darauf hin, dass es feuchter wurde. Die Zunahme von $\delta^{13}C$ um 2800 B.C. lässt zwei Schlüsse zu: 1.: Anstieg der relativen Luftfeuchtigkeit zum Zeitpunkt des Rückgangs der solaren Aktivität um 2800 B.C. und 2.: Anstieg des Grundwasserspiegels aufgrund erhöhten Niederschlages (siehe oben). Damit werden die Ergebnisse aus Abschnitt 6.2.1 bestätigt.

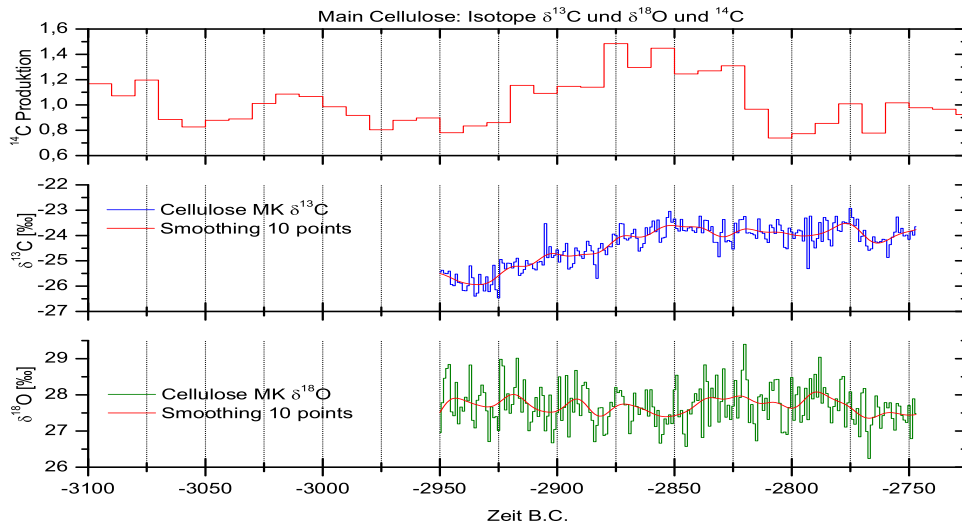


Abbildung 6.16: Isotope $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$, an Zellulose gemessen, verglichen mit der ^{14}C -Produktion im Zeitraum um 2800 B.C. im Maintal.

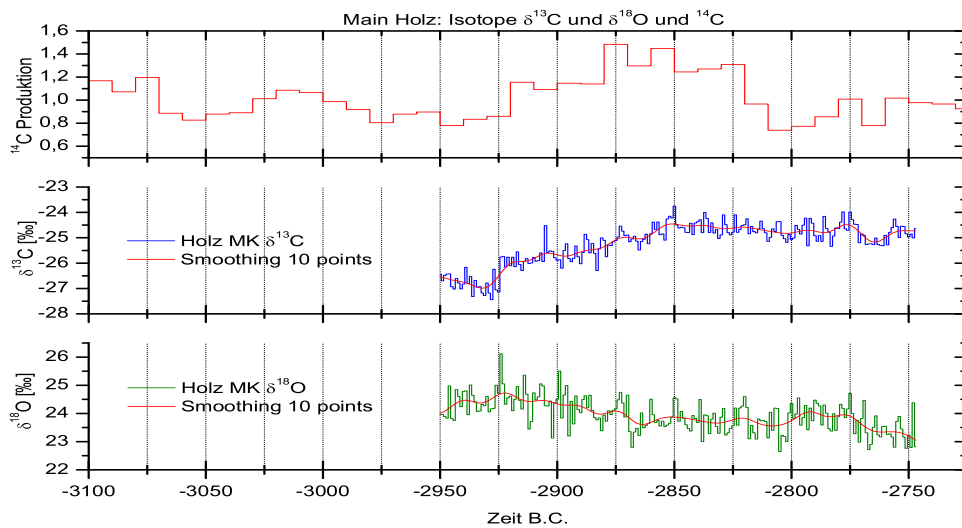


Abbildung 6.17: Isotope $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$, an Holz gemessen, verglichen mit der ^{14}C -Produktion im Zeitraum um 2800 B.C. im Maintal.

Kapitel 7

Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen dieser Arbeit sollte der Zusammenhang zwischen solarer Aktivität und den Klimaänderungen auf der Erde auf einer Zeitskala von mehreren Dekaden untersucht werden. Als Proxy für die variable Sonnenaktivität wurde das in der Atmosphäre unter Einfluss des Sonnenwinds entstehende Isotop ^{14}C verwendet. Der atmosphärische ^{14}C -Pegel wird aus absolut datierten Bäumen rekonstruiert, da diese die atmosphärische ^{14}C -Konzentration zu jedem Zeitpunkt ihres Lebens widerspiegeln. Da das Wachstum der Bäume unmittelbar durch die Umwelteinflüsse gesteuert wird, werden sie als Proxie für die Klimavariabilität verwendet. Mit Hilfe statistischer Jahrringparameter wurden Aussagen über Wuchsverhalten und Umwelteinflüsse der Bäume getroffen. Zur Untersuchung des Zusammenhangs zwischen solarer Aktivität und Klimavariabilität wurden die Jahrringparameter mit der ^{14}C -Produktion korreliert.

Das verwendete Material für die dendrochronologischen Untersuchungen stammt aus den Flusstälern von Main, Rhein und Donau und deckt Zeiträume um 2800 B.C., 800 B.C. und 6200 B.C. (8K-Event) ab. Die Untersuchungen ergaben, dass sich die Zeiträume um 2800 B.C. und 800 B.C., die einen Rückgang der solaren Aktivität aufweisen, durch erhöhten Niederschlag im Zusammenhang mit einer Abnahme der Temperatur auszeichnen. Das gilt in diesem Fall für die Gebiete des Main- und Donautals. Da die Werte für das Rheintal um 2800 B.C. nicht auswertbar waren und für 800 B.C. kein Material vorhanden war, können keine Aussagen über einen Zusammenhang zwischen solarer Aktivität und Klimavariabilität gemacht werden. Im Zeitraum um das "8K-Event" waren nur Bäume aus dem Maintal vorhanden. Diese zeichnen sich dadurch aus, dass zu diesem Zeitpunkt ein kurzer, deutlicher Rückgang der Ringbreiten zu verzeichnen ist. Das Besondere an diesem Ereignis ist, dass die ^{14}C -Produktion kein ausgeprägtes Maximum im Zeitraum des Ringbreitenrückgangs aufzeigt. Es wird vermutet, dass die Ursache dieses Ereignisses zu kurz gewesen ist, um in der ^{14}C -Konzentration als signifikant sichtbar zu werden.

Die solare Aktivität im Holozän wurde anhand von Frequenzanalysen am atmosphärischen ^{14}C untersucht. Dabei wurden der Schwerpunkt auf die Zyklen von 88, 210, 500 und 950 Jahren gelegt, als deren Ursprung/Auslöser die solare Aktivität angesehen wird. Die Zugehörigkeit der Zyklen von 88 und 210 Jahren zur Sonne wurde durch Arbeiten von [Peristykh, Damon 2003] und [Stuiver, Braziunas 1993] belegt. Die An-

nahme, dass die Zyklen von 500 und 950 Jahren ebenfalls solaren Ursprungs sind, begründet sich durch deren Präsenz in ^{10}Be -Daten [Muscheler 2000]. Nach Arbeiten von [Chapman, Shackleton 2000] und [Roth, Reijmer 2005], die die 500 Jahre Periodizität in Zusammenhang mit der thermohaliner Zirkulation untersuchten, könnte die solare Aktivität der Auslöser für diesen Zyklus sein. Bestätigt wird diese Annahme durch Untersuchungen der Tiefenwasserbildung (NADW) in der jüngeren Dryas (YD) durch Muscheler et al. [2000]. Im Zusammenhang mit der Änderungen in der NADW wird von Chapman & Shackleton [2000] und Roth & Reijmer [2005] auch der 950 Jahre Zyklus erwähnt, welcher wie der 500 Jahre Zyklus, durch die Sonne in der YD getriggert wurde. Damit begründet sich die in dieser Arbeit gezeigte Dominanz des 950 und 500 Jahre Zyklen im frühen Holozän. Zudem hat der 500 Jahre Zyklus den Charakter einer gedämpften Schwingung. Der 210 Jahre Zyklus weist den Charakter einer Schwebung auf, welche durch eine Periode von 2000 Jahren moduliert wird und erstreckt sich über das gesamte Holozän. Der 88 Jahre Zyklus dominiert den mittleren Abschnitt des Holozäns (9000-4000 B.P.). Dies wird durch die Arbeit von Peristykh & Damon [2003] belegt.

Zur Klärung der Ursache für die kurzen atmosphärischen ^{14}C -Anomalien mit Änderungen von 10 ‰ innerhalb von 10 bis 15 Jahren im Holozän wurden Modellierungen anhand eines auf Oeschger und Siegenthaler basierenden Box-Diffusions-Modells (*BDM*) für den Kohlenstoffkreislauf durchgeführt [Oeschger et al. 1975]. Anhand dieser Experimente sollten durch Variation der diffusiven Ozeanzirkulation, Gasaustausch und ^{14}C -Produktion die kurzen Schwankungen um 1140 und 750 B.C. nachvollzogen werden. Dabei wurde festgestellt, dass eine Reduzierung der ^{14}C -Produktion um 25 % oder eine Erhöhung des Gasaustausches um den Faktor 1,5 die realistischsten Möglichkeiten sind, um das gewünschte Resultat zu erzielen. Die diffusive Ozeanzirkulation muss dafür um den Faktor 2 erhöht werden. Das wäre möglich, wenn die Salinität im Ozean, auf Grund von Meereisbildung, sprunghaft ansteigen würde. Letztendlich kann davon ausgegangen werden, dass die Ursachen die zu den kurzfristigen Schwankungen im atmosphärischen ^{14}C -Pegel führten, komplexer sind, als dass sie durch die Variation eines Parameters erklärbar wären.

Die Untersuchung der Jahrringparameter hat aufgezeigt, wie schwierig es ist, bei terrestrischen Daten das lokale Klimasignal vom globalen zu unterscheiden, da das lokale Signal das globale Signal dominieren kann. Deutlich wird dies bei einem Vergleich der ^{14}C -Produktionsmaxima mit den abgeleiteten Jahrringparametern, die nicht eindeutig miteinander korrelieren.

Es konnte in dieser Arbeit ein Beleg für eine Abkühlung des Klimas im untersuchten Zeitraum um 2800 und 800 B.C. (^{14}C -Maxima) erbracht werden, der, im Gegensatz zur Arbeit von Bond et al. [2001], in der marine Sedimente als Proxies für Treibeis im Nord-Atlantik verwendet wurden und einen eindeutigen Zusammenhang zwischen Klimaschwankungen und geringer solarer Aktivität festgestellt wurde, nicht so deutlich ist.

Literaturverzeichnis

- [Alley, Ágústsdóttir 2005] R. B. Alley und A. M. Ágústsdóttir *The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change*, Quaternary Science Reviews, Vol. 24, pp. 1123-1149, 2005
- [Balling et al. 1998] R. C. Balling Jr., R. S. Vose, G.-R. Weber *Analysis of long-term European temperature records: 1751 -1995*, Climate Research, Vol. 10, pp. 193-200, 1998
- [Barber et al. 1999] D. C. Barber, A. Dyke, C. Hillaire-Marcel, A. E. Jennings, J. T. Andrews, M. W. Kerwin, R. McNeely, J. Southon, M. D. Morehead und J.-M. Gagnon *Forcing of the cold event of 8.200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes*, Nature, Vol. 400, 22 July 1999
- [Beer et al. 1988] J. Beer, U. Siegenthaler, G. Bonani, R. C. Finkel, H. Oeschger, M. Stuter und W. Wölfli *Information on Past Solar Activity and Geomagnetism from ^{10}Be in the Camp Century Ice Core*, Nature, Vol. 331, pp. 675-679, 1988
- [Beer et al. 2000] J. Beer, W. Mende R. Stellmacher *The role of the sun in climate forcing*, Quaternary Science Reviews, Vol. 19, pp. 403-415, 2000
- [Bodemann et al. 1993] R. Bodemann, H.-J. Lange, I. Leya, R. Michel, T. Schieckel, U. Herpers, H. J. Hofmann, B. Dittrich, M. Suter, W. Wölfli, B. Homlqvist, H. Condé und P. Malmberg *Production of residual nuclei by proton-induced reaction on C, N, O, Mg, Al and Si*, Nucl. Instrum. Methods, B88:9-31, 1993
- [Bond et al. 2001] G. Bond, B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas, G. Bonani *Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene*, Science, Vol. 294, pp. 2130-2136, 2001
- [Broecker, Peng 1982] *Tracers in the Sea*, Columbia University Press, New York, 1982
- [Burg 1967] J. P. Burg *Maximum entropy spectral analysis*, 37th Ann. Intern. Meeting Soc. Explor. Geophys., Oklahoma City, Oklahoma, 1967
- [Chapman, Shackleton 2000] M. R. Chapman und N. J. Shackleton *Evidence of 550-year and 1000-year cycles in North Atlantic circulation patterns during the Holocene*, The Holocene, Vol. 10(3), pp. 287-291, 2000

- [Damon et al. 1978] P. E. Damon, J. C. Lerman und A. Long *Temporal fluctuations of atmospheric ^{14}C : Causal factors and implications*, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., Nr. 6, pp. 457-494, 1978
- [Dettinger et al. 1995] M. D. Dettinger, M. Ghil, C. M. Strong, W. Weibel, und P. Yiou *Software expedites singular-spectrum analysis of noisy time series*, Eos, Trans. American Geophysical Union, Vol. 76(2), p. 12, 14, 21, 1995
- [Eddy 1976] J. A. Eddy *The Maunder Minimum*, Science, Vol. 192, pp. 1189-1201, 1976
- [de Vries 1958] H. de Vries *Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth*, Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Proc., B, 61, pp. 94-102, 1958
- [Farquhar et al. 1982] G. D. Farquhar, M. M. Barbour und B. K. Henry *Interpretation of oxygen isotope composition of leaf material*, H. Griffith (Ed.): Stable Isotopes -Integration of Biological, Ecological and Geochemical Processes, BIOS Scientific Publishers, Newcastle upon Tyne, pp. 27-62, 1982
- [Friedrich 1996] M. Friedrich *Dendrochronologische und paläoökologische Untersuchungen über das letzte vorchristliche Jahrtausend des südlichen Mitteleuropas*, Diplomarbeit, Institut für Botanik, Universität Hohenheim, Nr. 90
- [Fritts 1976] H. C. Fritts *Tree-Rings and Climate*, Academic Press, London, 1976
- [Fürst 1963] O. Fürst *Vergleichende Untersuchungen über räumliche und zeitliche Unterschiede interanualer Jahrringbreitenschwankungen und ihre klimatologische Auswertung*, Flora, Vol. 153, pp. 469-508, 1963
- [Ganopolski, Ramstorf 2001] A. Ganopolski und S. Ramstorf *Rapid changes of glacial climate model simulated in coupled climate model*, Nature, Vol. 409, pp. 153-157
- [Gasser, Müller 1984] T. Gasser, H. G. Müller *Estimating regression functions and their derivatives by the Kernel method*, Scandinavian Journal of Statistics, Vol. 11, pp. 171-185, 1984
- [Ghil et al. 2002] M. Ghil, M. R. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. W. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi und P. Yiou *Advance spectral methods for climate time series*, Reviews of Geophysics, Vol. 40, 1, pp. 1-1 - 1-41, 2002
- [Ghil, Taricco 1997] M. Ghil und C. Taricco, *Advanced Spectral Analysis Methods FROM: Past and Present Variability of the Solar-Terrestrial System: Measurements, Data Analysis and Theoretical Methods*, G. Cini Castagnoli und A. Provenzale (Editoren), Società Italiana di Fisica, Bologna and IOS Press, 1997
- [Gleissberg 1958] W. Gleissberg *The eighty-year sunspot cycle*, J. Br. Assoc., 68, pp. 148-152, 1958

- [Grudd et al. 2002] H. Grudd, K. R. Briffa, W. Karlén, T. S. Bartholin, P. D. Jones und B. Kromer *A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales* The Holocene 16(6), pp. 657-665, 2002
- [Horstmann 1984] M. Horstmann *Statistischer Aussagewert von Jahrringparametern historischer und rezenter Baumringchronologien*, Diplomarbeit, Institut für Botanik Hohenheim, 1984
- [Jacobson et al. 2000] M. C. Jacobson, R. J. Charlson, G. H. Orians *Earth System Science - From Biogeochemical cycles to Global Change* International Geophysics Series, Vol. 72, 530 p., Academic Press, 2000
- [Jöckel, Brenninkmeijer 2002] P. Jöckel und A. M. Brenninkmeijer *The seasonal cycle of cosmogenic ^{14}C at the surface level: Asolar cycle adjusted, zonal-average climatology based on observations* Journal of Geophysical Research, Vol. 107, Nr. D22, pp. **ACH 23-1 – ACH 23-16**, 2002
- [Land 2003] A. Land *Über den Einfluß von Klima und Standort auf den Früh- und Spätholz-Zuwachs rezenter Eichen*, Diplomarbeit, Universität Hohenheim, 2003
- [Larcher 1994] W. Larcher *Ökophysiologie der Pflanzen*. 5. neubearbeitete Aufl., Ulmer, Stuttgart, 394 S.
- [Lücke et al. 2003] *A Lateglacial and Holocene organic carbon isotop record of lacustrine palaeoproductivity and climatic change derived from varved lake sediments of Lake Holzmaar, Germany*, Quaternary Science Reviews, Vol. 22, pp. 569-580, 2003
- [Masarik, Beer 1999] J. Masarik, J. Beer *Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere*, Journal of Geophysical Research, Vol 104, pp. 12099-12111, 1999
- [McManus et al. 2004] J. F. McManus, R. Francois, J-F. Gherardi, L. D. Keigwin und S. Brown-Leger *Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes*, Nature, Vol. 428, 2004
- [Mann et al. 1996] M. E. Mann und J. M. Lees *Robust Estimation of Background Noise and Signal Detection in Climate Time Series*, Clim. Change., Vol. 33, pp. 409-445, 1996
- [Muscheler 2000] R. Muscheler *Nachweis von Änderungen im Kohlenstoffkreislauf durch Vergleich der Radionuklide ^{10}Be , ^{36}Cl und ^{14}C* , Diss. ETH Nr. 13941, 2000
- [Muscheler et al. 2000] R. Muscheler, J. Beer, G. Wagner und R. C. Funkel *Changes in deep-water formation during the Younger Dryas event inferred from ^{10}Be and ^{14}C records*, Nature, Vol 408, pp. 567-570, 2000

- [Muscheler et al. 2003] R. Muscheler, J. Beer, B. Kromer *Long-term climate variations and solar effects*, Proc. ISCS 2003, Symposium 'Solar Variability as an Input to the Earth's Environment', Tatranska Lomnica, Slovakia. ESA SP-535, September 2003
- [Muscheler et al. 2004] R. Muscheler, J. Beer, M. Vonmoos *Causes and timing of the 8.200 yr BP event inferred from the comparison of the GRIP ^{10}Be and the tree ring $\Delta^{14}\text{C}$ record* Quaternary Science Reviews, Vol. 23, pp.2101-2111, 2004
- [Münnich 1957] K. O. Münich *Messungen natürlichen Radiokohlenstoffs mit einem CO_2 -Proportionalzählrohr, einige Anwendungen der Methode* Dissertation, Universität Heidelberg, 1957
- [Libby 1963] W. F. Libby *Accuracy of radiocarbon dates*, Science, Vol. 104, pp. 278-280, 1963
- [O'Brien 1979] K. O'Brien *Secular variations in the production of cosmogenic isotopes*, Journal of Geophysical Research, vol 84, pp 423-431, 1979
- [Oeschger et al. 1975] H. Oeschger, U. Siegenthaler, U. Schottere und A. Gugelmann *A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature*, Tellus, Vol.27.2, pp. 168-192, 1975
- [Park et al. 1987] J. Park, C. R. Lindberg und F. L. Vernon *Multitaper spectral analysis of high-frequency seismograms* Journal of Geophysical Research, Vol. 92, pp. 12675-12684, 1987
- [Percival, Walden 1993] D. B. Percival und A. T. Walden *Spectral analysis for Physical applications: Multitaper and Conventional Univariate Techniques*, Cambridge University, 580 p., 1993
- [Peristykh, Damon 2003] A. N. Peristykh und P. E. Damon *Persistence of the Gleissberg 88-year solar cycle over the last 12,000 years: Evidence from cosmogenic isotopes*, Journal of Geophysical Research, Vol. 108, Nr. A1, 1003, doi:10.1029/2002JA009390, 2003
- [Porr 2000] B. Porr *Eine kleine Einführung in die digitale Signaltheorie* ftp.neurop.ruhr-uni-bochum.de, 2000
- [Reimer et al. 2004] P. J. Reimer, M. G. L. Baille, E. Bard, A. Byliss, J. Beck, C. J. H. Bertrand, P. G. Blackwell, C. E. Buck, G. S. Burr, K. B. Cutler, P. E. Damon, R. L. Edwards, R. G. Fairbanks, M. Friedrich, T. P. Guilderson, A. G. Hogg, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C. B. Ramsey, R. W. Reimer, S. Remmele, J. R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F. W. Taylor, J. van der Plicht, C. E. Weyhenmeyer *IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP*, Radiocarbon, Vol. 46, Vol. 46, Nr. 3, pp. 1029-1058, 2004

- [Rieth 1975] U. Rieth *Untersuchungen über das Jahrringverhalten der Eiche in verschiedenen Auenwaldstandorten der Donau* Diplom-Zulassungsarbeit, Institut für Botanik, Universität Hohenheim, 1975
- [Rohling, Pälike 2005] E. J. Rohling und H. Pälike *Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8.200 years ago* , Nature, Vol 434, pp 975-979, 2005
- [Roth, Reijmer 2005] S. Roth und J. J. G. Reijmer *Holocene millennial to centennial carbonate cyclicity recorded in slope sediments of the Great Bahama Bank and its climatic implications* , Sedimentology, Vol. 52, pp.161-181, 2005
- [Schleser 2004] G. H. Schleser und G. Helle *Interpreting climate proxies from tree-rings* , Springer Verlag Berlin, pp 129-148, 2004
- [Schweingruber 1983] F. H. Schweingruber *Der Jahrring. Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie.* , Verlag Haupt, Bern, Stuttgart, 1983
- [Schweingruber et al. 1990] F. H. Schweingruber, D. Eckstein, F. Serre-Bachet und O. U. Bräker *Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology* Dendrochronologia, Vol. 8, pp. 9-38, 1990
- [Siegenthaler 1983] U. Siegenthaler *Uptake of Excess CO₂ by an Outcrop-Diffusion Model of the Ocean* , Journal of Geophy.Res., Vol. 88, Nr. C6, pp. 3599-3608, 1983
- [Siegentaler et al. 1980] U. Siegenthaler, M. Heiman und H. Oeschger ¹⁴C *Variations caused by changes in the carbon cycle* , Radiocarbon, pp. 177-191, 1980
- [Solanki et al. 2004] S. K. Solanki, I. U. Usoskin, B. Kromer, M. Schüssler und J. Beer *Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11.000 years* , Nature, Vol 431, pp.1084-1087, 2004
- [Suess 1965] H. E. Suess *Secular Variations of the Cosmic-Ray-Produced Carbon 14 In the Atmosphere and Their Interpretations* , Journal of Geophysical Research, Vol. 70, pp. 5937-5952, 1965
- [Suess 1968] H. E. Suess *Climatic changes, solar activity and the cosmic ray production rate of natural radioncarbon*, Meteorological Monographs, Vol. 8(30), pp. 146-150, 1968
- [Spurk et al. 2002] M. Spurk, H .H. Leuscher, M. G. L. Baillie, K. R. Briffa und M. Friedrich *Depositional frequency of Germansubfossil oaks: climatically and non-climatically induced fluctuations in the Holocene*, The Holocene 16(6), pp. 707-715, 2002
- [Stuiver 1961] M. Stuiver *Variations in Radiocarbon Concentration and Sunspot Activity* Journal of Geophysical Research, Vol. 66 Nr. 1, 273 pp., 1961
- [Stuiver, Quay 1980] M. Stuiver und P. D. Quay *Changes in Atmospheric Carbon-14 Attributed to a Variable Sun*, Science, Vol. 207(4426), pp. 11-19, 1980

- [Stuiver et al. 1991] M. Stuiver, T. F. Braziunas, B. Becker und B. Kromer *Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change*, Quaternary Research, Vol.35, pp. 1-24, 1991
- [Stuiver, Braziunas 1993] M. Stuiver und T. F. Braziunas *Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationships*, The Holocene 3(4), pp. 289-305, 1993
- [Stuiver et al. 1998] M. Stuiver, P. J. Reimer, E. Bard, J. W. Beck, G. S. Burr, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. V. der Plicht und M. Spurk *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24.000-0 cal BP*, Radiocarbon, Vol. 40(3), pp. 1041-1083, 1998
- [Tegen, Rind 2002] I. Tegen, D. Rind *Influence of the latitudinal temperature gradient on soil dust concentration and deposition in Greenland*, Journal of Geophysical Research, Vol. 105(D6), pp. 7199-7212, 2000
- [Thomson 1982] D. J. Thomson *Spectrum estimation and harmonic analysis*, Proc. IEEE 70(9), 1055-1096, 1982
- [Treydte et al. 2004] K. Treydte, J. Esper und H. Gärtner *Stabile Isotope in der Dendroklimatologie*, Schweiz.Z.Forstwes. 155, 6, pp. 222-232, 2004
- [Torrence, Compo 1998] C. Torrence und G. P. Compo *A Practical Guide to Wavelet Analysis*, Bulletin of the American Meteorological Society, pp.61-78, 1998
- [<http://paos.colorado.edu/research/wavelets/software.html>] C. Torrence
<http://paos.colorado.edu/research/wavelets/software.html>, 1998
- [Vautard et al. 1992] R. Vautard, P. Yiou und M. Ghil *Singular-spectrum analysis: A toolkit for short, noisy chaotic signals* Physica D, 58, pp. 95-126, 1992
- [Venegas 2001] S. A. Venegas *Statistical Methods for Signal Detection in Climate* DCESS Report #2, 2001
- [Zielinsky, Mershon 1997] G. A. Zielinsky und G. R. Mershon *Paleoenvironmental implications of the insoluble microparticle record in the GISP2 (Greenland) ice core during the rapidly changing climate of the Paleistocene-Holocene transition*, GSA Bulletin, Vol. 5, pp. 547-559, 1997

Anhang A

Programmierung des *BDM* (Kapitel 3.2) in SimuLink

SimuLink ist eine in MatLab integrierte Simulationssoftware zur Erstellung von Modellen und Lösung numerischer Probleme. Der Vorteil gegenüber konventioneller Programmierung liegt eindeutig in der Handhabung des Programmes. Per "Drag and Drop" können die benötigten Operatoren (Integral-, Differentialoperatoren, Addition und Subtraktion etc.) und Konstanten in die Programmieroberfläche "gezogen" und per Datenleitungen miteinander verbunden werden. Als Beispiel sei an dieser Stelle Gleichung 3.8 aus Kapitel 3.2 genannt (Abb. A.1):

$$\frac{d}{dt}R_a(1+\nu_a) = q_{14} + k_{am}\{R_m(1+\xi_m\nu_m) - R_a(1+\nu_a)\} + k_{ab}(R_b - R_a) - \lambda R_a(1+\nu_a) \quad (\text{A.1})$$

Zudem kommt hinzu, dass sich die einzelnen Gleichungen in so genannte Subsysteme einbetten lassen und ganz unkompliziert miteinander verbinden lassen (ovale Symbole in Abb. A.1). Auf diese Weise sind anspruchsvolle Gleichungssysteme von Differentialgleichungen ganz einfach und übersichtlich realisierbar.

Sind die gewünschten Daten in den Arbeitsspeicher von MatLab geladen, so können diese in Form von Vektoren oder Matrizen an SimuLink weiter gegeben werden.

Noch während eines Modelllaufs kann die Ausgabe am Display (siehe Abb. A.2 Display und Atmosphäre rechts oben) abgelesen und deren Darstellung verfolgt werden. Die Werte lassen sich direkt in eine Datei oder in den Arbeitsspeicher von MatLab abspeichern.

Die Einstellung der gewünschten Genauigkeit, die Methoden zur Lösung der Differenzialgleichungen und die Modelllaufzeit lassen sich in einem separaten Dialogfenster in SimuLink einstellen.

In Abbildung A.2 ist das in SimuLink realisierte *BDM* dargestellt. Anhand verschiedener Farbgebungen lässt sich eine optische Trennung von Eingabe, eigentlichen Modell und Ausgabe realisieren.

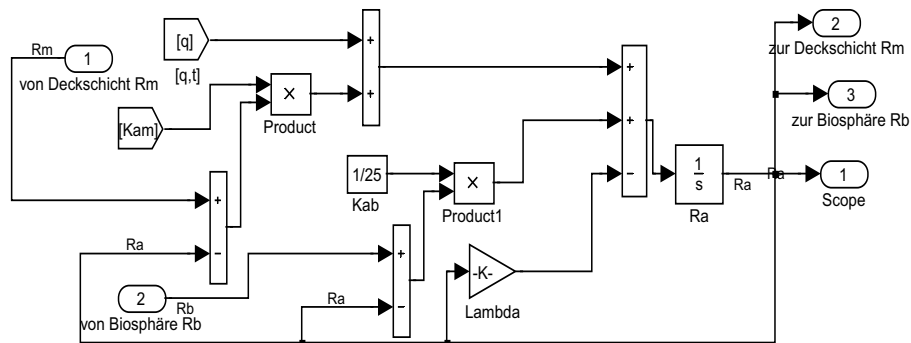


Abbildung A.1: Umsetzung der Gleichung A.1 in SimuLink. Die ovalen, nummerierten Symbole verbinden die einzelnen Subsysteme, bzw. die X-Y Diagramme (Scope), miteinander. Die fünfeckigen Operatoren übergeben die global definierten Konstanten bzw. die geladenen Daten. Bei den viereckigen Operatoren mit Ein- und Ausgang handelt es sich um die numerischen Operatoren, wie z.B. dem Integrator Ra, welcher den zentralen Teil zur Lösung der Differentialgleichung darstellt. Anhand der viereckigen Operatoren nur mit Ausgang werden die lokalen Konstanten übergeben.

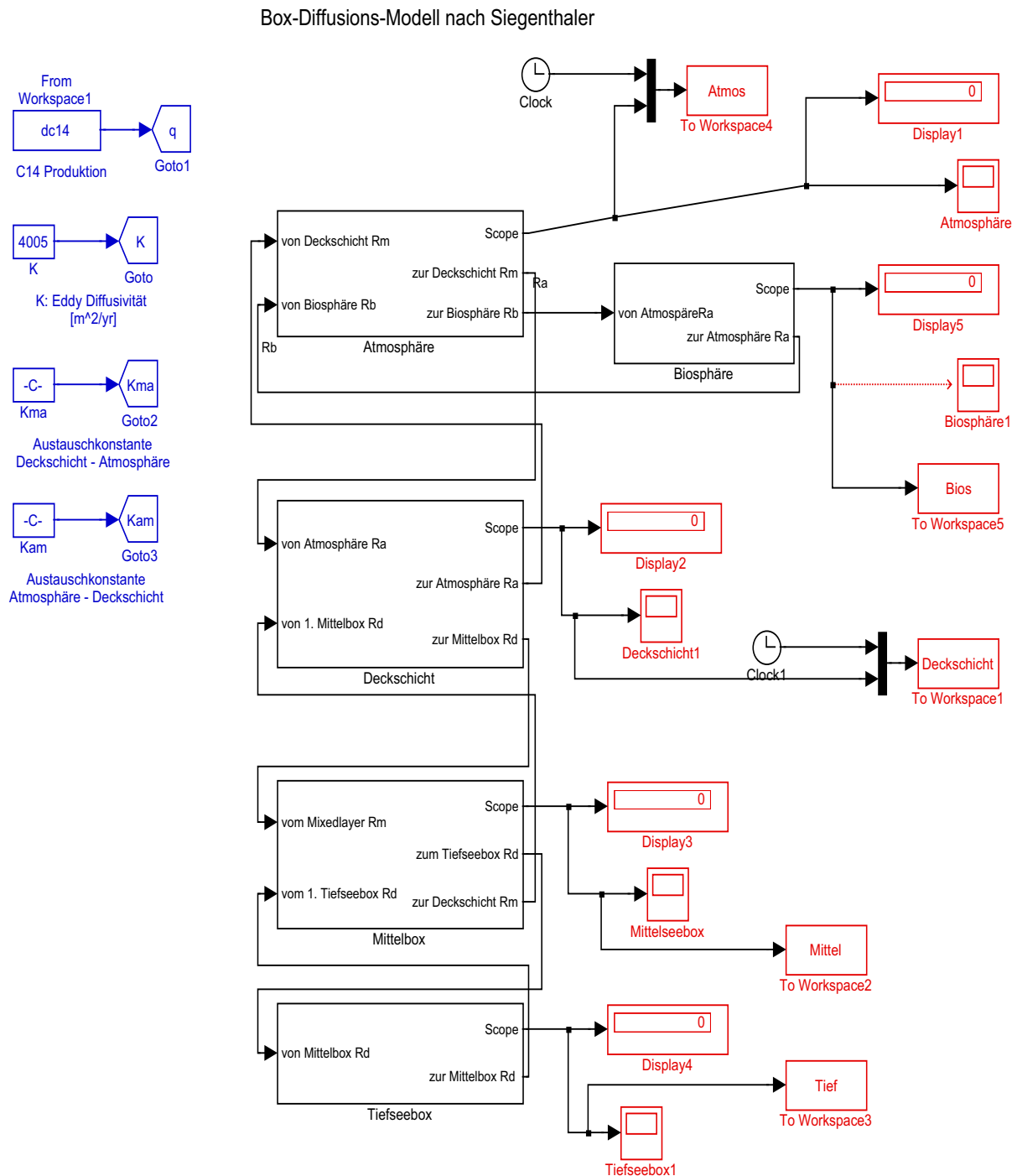


Abbildung A.2: Realisierung des BDM in SimuLink. Die Eingabe ist blau, der eigentliche Part des BDM schwarz und die Ausgabe rot dargestellt.

Anhang B

MatLab-Skripte zur Berechnung der Jahrringparameter

Die Skripte zur Berechnung der Jahrringparameter (Kapitel 5.8) wurden anhand der internen Skriptsprache von MatLab erstellt. Diese hat den Vorteil, dass MatLab interne Funktionen wie z.B. "length", zur Längenabfrage eines Vektors, aufgerufen werden können. Dadurch gestaltet sich das Programmieren der Jahrringparameter in MatLab denkbar einfach, da der erheblich größere Aufwand zur Programmierung einer Schleife zur Abfrage der Länge des Vektors wegfällt. Desweiteren reichen zur Erstellung eines Skriptes in MatLab Grundkenntnisse in einer Sprache wie FORTRAN oder PASCAL aus.

Für die im nachfolgenden dargestellten Skripte müssen die Daten als Vektoren oder Matrizen im ASCII-Format vorliegen. Die Ergebnisse werden im selbigen Format gespeichert, so dass eine Auswertung der Daten anhand eines konventionellen Programmes zur Datenanalyse wie ORIGIN möglich ist.

Um das ASCII-Format für die in dieser Arbeit verwendeten dendrochronologischen Daten zu erstellen, ist jedoch einiger Aufwand nötig, da die Quelldaten im Heidelberg-Format vorliegen und erst in das ASCII-Format umgewandelt werden müssen. Dazu werden die Rohdaten in eine Datenbank geladen und anhand des Programmes DENDROCOLL als ASCII-Matrix extrahiert. Diese Matrix enthält die Zeit der Funde, die Ringbreiten eines jeden Baumes und die aus den Einzelbäumen resultierende Mittelkurve.

Nachfolgend werden die zur Berechnung der Jahrringparameter erstellten Skripte repräsentiert:

B.0.1 Autokorrelation

```
% Programm zur Berechnung der Autokorrelation "acf" in einem Fenster.
% ----Die folgenden Ergebnisse werden ausgegeben:
% R - der Autokorrelationkoeffizient zum lag n
% SE2 - die Standardabweichung
% R95 - der Autokorrelationkoef. der 1. Ordnung mit einer Signifikanz von 95%
% ----Beschreibung der benötigten Variablen:
% x = eingelesene Zeitreihe
% R = Autokorrelationkoeffizient
% SE2 = Standardabweichung
% R95 95% Signifikanzlevel

clear all % Löscht den Speicher von MatLab

load          % [Filename] (mit Endung, z.B. *.txt)
X=            % [Filname] wird an dieser Stelle übergeben
N=length(X) % Länge des Vektors wird errechnet
I=1; % [Mittlerer Wert Fenster]
T=1; % [t(x)]
lag=1; % [Lag]
Z=1; %

while I <= N
    Y = X(T:T+10); % hier wird eine beliebige Anzahl von Elementen aus dem Vektor X extrahiert
    [r,se2,r95] = acf(Y,lag); % Berechnung der Autokorrelation nach dem m-file "acf.m"
    Xr(Z,1)=r; % wegschreiben des AC-Wertes
    Xse2(Z,1)=se2; % wegschreiben der Standardabweichung
    Xr95(Z,1)=r95; % wegschreiben des 95% Signifikanzlevels
    T=T+1; % Weiterzählung des Fensters
    Z=Z+1; % Weiterzählung der Spalten
end

disp ('ACF erfolgreich berechnet !')
```

B.0.2 Gleichläufigkeit

```
% Programm zur Berechnung der Gleichläufigkeit einer NxM Matrix
% in einem beliebigen Fenster.

clear all

load File.txt %File wird geladen
x=File; % File wird übergeben
n=length(x); % Länge des Files
i=1; % Anfangswert der Spalten der Matrix (bei Fenster halbe Fensterbreite)
t=0; % t-tes Element von x(t)
j=1; % Spalten der GlkSum-Matrix
J=1; % Zeilen der GlkSum-Matrix
z=1; % Variable zur Erhöhung der Zeilenanzahl von Glk(z,j)
k=1; y=0;
s=1; % Variable zur Bestimmung der Anzahl der Spalten
W=1; % Zum Spalten hinzufügen von AnzahlGesamt
Pos=0; Neg=0; Null=0;

S=15; % Anzahl der Spalten s! NEU EINGEBEN!!!!
N=21; % Anzahl der Spalten für das Fenster (Fenstergröße)! NEU EINGEBEN!!!!

%%%-----Beginn des Programms-----%%%

while i <= 261 % Anzahl der Durchläufe für ein Fenster der länge N=n-i !!!!! IMMER ANGEBEN!!!

% Berechnung der Vorzeichen der einzelnen Spalten im Fenster
while s <= S % HIER ANZAHL DER ZU BERECHNENDEN SPALTEN ANGEBEN !!!
    for t = i-10:i+10 % HIER GRÖÖE DES FENSTERS ANGEBEN
        Dif = x(t+1,s)-x(t,s);
% Vergeleich der Differenz und Zuweisung der Werte
        if Dif > 0
            Vorz = 1; % ÄNDERN IN ANZAHL DER SPALTEN 1/(Anzahl der Spalten) !!!
        elseif Dif < 0
            Vorz = -1; % ÄNDERN IN ANZAHL DER SPALTEN 1/(Anzahl der Spalten) !!!
        elseif Dif == 0
            Vorz = 1;
        end
% Matrix der Differenz-Werte
        VorzMa(z,s)= Vorz;
        z=z+1;
        Vorz=0;
    end
    s=s+1;
    z=1;
end
s=1;
save Glk_Vorz_GH_21a.dat VorzMa -ascii; % UMBENENNEN !!!

% Berechnung der Summe der Gleichläufigkeit in Prozent
```



```

for z=1:N % HIER LÄNGE DES FENSTERS ANGEBEN !!!!!!!!!!!
for s=1:S % HIER ANZAHL DER SPALTEN ANGEBEN !!!!
    G=VorzM(z,s); % Hier werden die Spalten zum summieren extrahiert !!!
    if G == 1
        Pos = Pos + 1;
    elseif G == -1
        Neg = Neg + 1;
    elseif G == 0
        Null = Null + 1;
    end
end

if Pos >= Neg
    GR=(Pos/(S-Null))*100;
elseif Neg > Pos
    GR=(Neg/(S-Null))*100;
end
Neg=0;
Pos=0;
Null=0;
GlkReal(z,1)=GR;
end
GlkProz(W,1)=sum(GlkReal)/(N-1);
W=W+1;
save FILENAME.dat GlkProz -ascii; % FILENAME immer UMBENENEN !!!

% Zurücksetzung der Variablen
s=1;
z=1;
i=i+1;

end

disp ('Programm erfolgreich beendet !')
```

B.0.3 Mean-Sensitivity

% Programm zur Berechnung der Mean-Sensitivity MS eines Vektors
 % in einem Fenster einer beliebigen Größe.
 % Hier für eine Fensterbreite von 11 Jahren.
 % Der Wert von MS wird in einer *.DAT Datei gespeichert.
 % Die Werte werden als Vektor ausgegeben.

```

clear all

load FILENAME.txt % Laden des gewünschten Vektors (Filename MIT Endung!)
x= FILENAME; % x wird übergeben
n=length(x); % Länge des Vektors wird "errechnet"
i=6; % Laufvariable für eine Fensterbreite von 10 Jahren
t=0; % Variable für einen Zeitpunkt t(x)
B=0; % Variable für die Summe der Mean-Sensitivity
y=0; % Variable zur Summation der einzelnen B
z=1; j=1;
N=11; % Anzahl der Elemente des Fensters!

while i < n-5 % Bedingung bis wann die Schleife laufen darf ohne n zu überschreiten
    for t = i-5:i+5 % Definition des Laufintervalls für die Fensterbreite (hier 11 Jahre)
        B = abs( (2*(x(t+1)-x(t)))/(x(t+1)+x(t))); % Berechnung der Teilsumme B von MS
        y = y+B; % Summieren der einzelnen B
        B=0;
    end % Ende der 2. Schleife
    ms(z,j) = (1/(N-1)) * y; % Berechnung der Mean-Sensitivity MS
    z=z+1;
    save FILENAME.dat ms -ascii % Speichern der einzelnen ms-Werte im ASCII-Format
    i=i+1; % Laufvariable wird um Eins erhöht
    y=0; % y wird auf Null zurückgesetzt
    %B=0;
end % Ende der 1. Schleife

disp ('+++++++ Programm ist durchgelaufen ++++++')
```

Danksagung

Im Folgenden möchte ich mich bei den Personen bedanken, ohne deren Hilfe und Unterstützung diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre:

- Dr. Bernd Kromer für die interessante Aufgabenstellung und Betreuung während meiner Arbeit
- Prof. Dr. Augusto Mangini für die Übernahme des Erstgutachtens
- Prof. Dr. Kurt Roth für die Übernahme des Zweitgutachtens
- Michael Friedrich für die Diskussionen betreffend der Dendrochronologie
- Sabine Remmele für die Einweisung in die Messtechnik der Hohenheimer Jahringmessanlage
- Besonders meinen Vater Winfried Latuske für die Unterstützung während meiner Zeit in HD
- Meinen Onkel Thomas Latuske für die Unterstützung in der ersten Zeit in HD
- Allen Arbeitskollegen für die teils anregenden Diskussionen und die angenehme Zeit in HD